

TARTU ÜLIKOOL

GEOGRAAFIA INSTITUUT



PUBLICATIONES INSTITUTI GEOGRAPHICI
UNIVERSITATIS TARTUENSIS

102

Uurimusi Eesti kliimast

Toimetaja Jaak Jaagus

Tartu 2007



PUBLICATIONES INSTITUTI GEOGRAPHICI
UNIVERSITATIS TARTUENSIS

102

UNIVERSITY OF TARTU
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

PUBLICATIONES INSTITUTI GEOGRAPHICI
UNIVERSITATIS TARTUENSIS

102

Studies on Climate of Estonia

Editor Jaak Jaagus

Tartu 2007

TARTU ÜLIKOOL
GEOGRAAFIA INSTITUUT

PUBLICATIONES INSTITUTI GEOGRAPHICI
UNIVERSITATIS TARTUENSIS
102

Uurimusi Eesti kliimast

Toimetaja Jaak Jaagus

Tartu 2007

Väljaandja / Publisher:
Tartu Ülikooli Geograafia Instituut
Vanemuise 46, 51014 Tartu
Eesti / Estonia
geogr@ut.ee

Toimetuskolleegium / Editorial advisory board:
Rein Ahas, Jaak Jaagus, Ott Kurs,
Ülo Mander, Tõnu Oja

Toimetaja / Editor: Jaak Jaagus
jaak.jaagus@ut.ee

Kaane kujundanud / Cover designed by
Kalle Paalits

Autoriõigus Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

ISSN 1406–3069
ISBN 978–9949–11–648–5

Tartu Ülikooli Kirjastus
www.tyk.ee
Tellimus nr. 250

Sisukord

P. Post, P. Link. Läänemere regiooni tsüklonite ajalis-ruumilisest jaotusest.....	7
M. Sepp. Läänemere piirkonnas tekkinud tsüklonid: nende pikaajalised muutused, seosed Põhja-Atlandi ostsillatsiooni ja Eesti ilmastikunäitajatega	19
M. Sepp, J. Jaagus. Muutused Arktika tsüklonite omadustes, liikumisteedes ja esinemissageduses perioodil 1948–2002.....	32
K. Eerme, A. Kallis, U. Veismann, I. Ansko, S. Lätt. Integraalse päikesekiirguse sesoonne aastast-aastasse muutlikkus Tartu-Tõravere Meteoroloogiajaamas aastatel 1955–2006.....	53
O. Kärner. Tartu õhutemperatuuri pika-ajalise muutlikkuse seaduspärasusest.....	71
J. Jaagus. Euroopa sademete rajoonid ja nende seosed suuremõõtmelise atmosfääri tsirkulatsiooniga.....	83
T. Tammets, J. Jaagus. Äärmuslikult kuivade ja sajaste päevade esinemissageduse territoriaalne jaotus Eestis perioodil 1957-2006.....	109
R. Sarapu, O. Tomingas. 2005. aasta augusti ilmaolude modelleerimine HIRLAM ja RegCM mudeli baasil.....	117
J. Jaagus, Ü. Suursaar. Veetaseme pikaajalised muutused Eesti rannikumeres.....	131
Ü. Suursaar. Apvelling Põhja-Eesti rannikumeres 2006. aasta suvel.....	143

Contents

P. Post, P. Link. On the spatial and temporal variability of cyclones in the Baltic Sea region.....	18
M. Sepp. Changes in time series of cyclones formed over the Baltic Sea region and connections with the NAO and climate variables of Estonia.....	30
M. Sepp, J. Jaagus. Changes in statistics of the Arctic cyclone activity, tracks and frequency in period 1948–200252	
K. Eerme, A. Kallis, U. Veismann, I. Ansko, S. Lätt. Interannual and seasonal variation of total solar radiation at Tartu-Tõravere Meteorological Station in 1955–2006... ..	70
O. Kärner. On long-range variability in the air temperature series near Tartu...82	
J. Jaagus. European precipitation regions and their relationships with large-scale atmospheric circulation.....	107
T. Tammets, J. Jaagus. Spatial pattern of frequency of extremely dry and rainy days in Estonia during the period 1957-2006.....	116
R. Sarapu, O. Tomingas. Modelling weather conditions in August 2005 based on HIRLAM and RegCM... ..	130
J. Jaagus, Ü. Suursaar. Long-term water level changes in the Estonian coastal sea... ..	142
Ü. Suursaar. An upwelling event along the northern coast of Estonia in summer 2006... ..	153

Läänemere regiooni tsüklonite ajalis-ruumilisest jaotusest

Piia Post

Tartu Ülikooli Keskkonnanäüüsika Instituut

Pille Link

AS Regio

1. Sissejuhatus

Tsükloniks ehk madalrõhkonnaks nimetatakse atmosfääri baarilist süsteemi, mis maapinna lähedal eristub ümbritsevast alast madalama õhurõhu poolest. Sünoptilistel kaartidel on ta jälgitav suletud isobaaride kogumina, kus rõhk väheneb süsteemi keskme suunas. Mida madalam on rõhk, seda intensiivsem on tsüklon. Tsüklon kujutab endast kolmemõõtmelist õhupöörist. Maapinna lähedal, kus voolujooned koonduvad, toimub õhu konvergents ning õhk on sunnitud tõusma, kõrgemal toimub aga õhu divergents. Põhjapoolkeral toimub tsüklonis liikumine vastupäeva. Õhu adiabaatilise tõusuga kaasneb veeauru kondensatsioon ehk pilvede ja sademete moodustumine. Pilved ja sademed on peamiselt koondunud tsükloni frontide piirkonda, kus kohtuvad erinevate omadustega õhumassid ning soojem ja kergem õhk sunnitakse intensiivselt tõusma.

Mittetroopilised tsüklonid on parasvöötmes kõige olulisemad tegijad atmosfääri üldises tsirkulatsioonis: oma frontide pöörlemisega transpordivad nad sooje õhku suurematele laiustele ja külmemat õhku väiksematele. Tänu nende üldisele läänevoolu liikumisele toimetavad nad Atlandi ookeani kohalt kogu Euroopasse niiskust ning ühtlasi latentset energiat, mis siis kontinendi kohal sademetena vabaneb. Nõnda on nad mitmekülgset väga olulised komponendid atmosfääri energiatranspordis ning ka veeringes.

Läänemere piirkonda jõudvatest tsüklonitest tekivad enamus Atlandi ookeanil polaarfronti kohal, kus kohtuvad soe subtroopiline ja külm polaarne õhk. Siinset ilma kujundavad ka põhja poolt tulevad (külmad ja kuivad) või Vahemerelt (kuumad ja kuivad) saabuval tsüklonid. Põhja-Euroopas võib tsüklonitel leida kindlaid liikumisteede. Need trajektoolid sõltuvad üldisest tsirkulatsioonist ning aluspinna topograafiast. Üheks määravaks takistuseks läänekaarest tulevatele tsüklonitele on kindlasti Skandinaavia mäestik. Selle ületamiseks või sellest möödumiseks on tsüklonid sunnitud oma trajektoore muutma. Mäestiku ületamine võib tsüklonit nõrgendada, kuid uuesti sooja Läänemere kohale jõudmine võib anda juurde uut energiat.

Atmosfääri tsirkulatsiooni sünoptiline klassifikatsioon (Jenkinson, Collison, 1977) võimaldab uurida tsükloonaalsete ja antitsükloonaalsete päevade jaotust mingis piirkonnas. Läänemere regiooni eri aladel on seda rakendanud kolm uurimisrühma: Chen (2000) Kesk-Rootsis, Linderson (2001) Lõuna-Rootsis ja Post *et al* (2003) Läänemere keskosas. Ehkki kõik kolm klassifikatsiooniala on suure ülekattega, on neist saadud domineeriv tsirkulatsioonitüüp erinev: Chenil on selleks tsükloonaalne tüüp ning kahel ülejäänul antitsükloonaalne. Seoses sellega tekkiski küsimus, kas Läänemere piirkonnas jagunevad tsüklonid ja antitsüklonid nõnda ebaühtlaselt, et juba uuritava ala keskme väike nihutamine toob kaasa valdava tsirkulatsioonitüübi muutuse. Kuna tsüklonite kohta oli meile kättesaadav andmebaas põhjapoolkera jaoks (Gulev *et al*, 2001), siis see

motiveeriski meid põhjalikumalt uurima Läänemere piirkonna tsüklonite ajalis-ruumilist jaotust.

2. Andmed ja meetod

Kasutati põhjapoolkera tsüklonite andmebaasi, mis on koostatud Moskvas Širšovi nimelises Okeanoloogia Instituudis (Gulev *et al*, 2001). See baseerub NCEP/NCAR järelanalüüsi (Kalnay *et al*, 1996) rõhuväljadel võrgustikus $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$, millest on spetsiaalset tarkvara kasutades identifitseeritud tsüklonid (Grigoriev *et al*, 2000). Tsüklonina on defineeritud rõhuvälja osa, mis on piiratud suletud isobaaridega. Kasutatud tsüklonite andmebaas sisaldab 6tunnise ajasammuga järgnevaid karakteristikuid: tsükloni keskme geograafilised koordinaadid, rõhk tsükloni keskmes, tsükloni süvenemise kiirus kuue tunni jooksul, tsükloni kiirus kui vektor jt. Meie analüüsisime vaid neid tsükcloneid, mille rõhk langes vähemalt ühe vaatluse jooksul alla 1000 hPa.

Tsüklonite loendamise täpsus sõltub kasutatava võrgustiku võrgusilma suuruselt. Zolina ja Gulev (2002) on hinnanud sellise kaardistamise täpsust ning jõudnud järeldusele, et tsüklonite arv võib olla alahinnatud kuni 20%, kui kasutada $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ võrgustikku 6–12tunnise ajasammu puhul. Määramatus on tingitud sellest, et kiirelt liikuvad tsüklonid libisevad selle ajasammu jooksul üle võrgusilmade ning jäävad seetõttu registreerimata. Väiksemate ruumi ja suuremate ajaliste lahutuste kasutamine suurendab määramatust. Ringikujuliste uurimisalade kasutamine parandab tsüklonite loendamise täpsust (tsüklonid ei saa loendamatult libiseda üle võrgustikusilmade nurkade). Meie kasutasimegi ringikujulisi loendusalasid ja ka suhteliselt jämedat $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ võrgustikku, et võimalikult täpselt tsüklonid üle lugeda.

Vaatluse all oli kahes mastaabis alasid: esiteks kogu Atlandi-Euroopa (A–E) sektor ($30^{\circ}\text{lp} - 45^{\circ}\text{ip}$ ja $35^{\circ} - 75^{\circ}\text{pl}$) ning viis ringikujulist vaatlusala Läänemere piirkonnas. Ringide raadiuseks sai valitud 1000 km, sest selline on keskmine tsükloni mõjupiirkond. Kolme ringi asukohad (joonis 1b ringid 1–3) said valitud lähtudes olemasolevate atmosfääri tsirkulatsiooni klassifikatsioonide asukohtadest (Linderson, 2001; Chen, 2000; Post *et al*, 2003). Ülejäänud kaks ringi said valitud nõnda, et kogu Läänemere piirkond oleks kaetud (joonis 1b ringid 4,5) tuvastamaks erinevusi kogu regioonis. Eesti jääb kõigi nende ringide piirkonda, kuid 3. punkt on Eestile kõige lähedasem. Punktidevaheline keskmine kaugus on 800 km ja ringid on ülekattega.

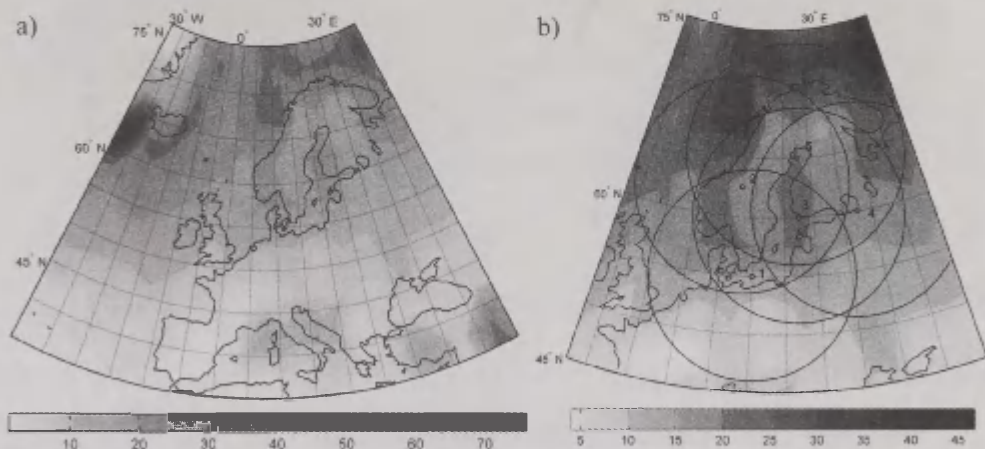
Leiti tsüklonite esinemissagedused vastavates ringides ehk siis loetleti kokku kõik tsüklonid, mille keskpunkt sattus ringi. Iga tsüklon loendatakse raadiusringis ühekordselt. Tsüklonite päritolu konkreetse keskpunkti suhtes on defineeritud kui suund, kus antud 1000 km raadiusesse sattunud tsüklon tekkis. Leiti asimuut valitud keskpunkti koordinaatide ja tsükloni keskme koordinaatide vahel, kusjuures tsükloni asukohana arvestati tema tekkimise kohta. See suund ei kirjelda üldiselt tsükloni tegelikku trajektoori, seda, mille tsüklon läbis tekkimise ja konkreetseesse uuritavasse ringi sattumise vahepeal. Küll saame nii teada suuna, kuspool tsüklonid põhiliselt tekkinud on.

Tsüklonite eluiga on defineeritud ajana, mille vältel tsüklon eksisteerib kinniste kõverate moodustumisest nende kadumiseni. Andmestik on kuuetunnise ajasammuga, seega iga kord, kui tsüklon andmebaasis eksisteerib, annab elueale juurde kuus tundi.

Tsüklonite jaotusel rõhu järgi lähtuti tsükloni keskme minimaalsest rõhust. Tsükloni liikumiskiirus oli andmebaasis antud ning tähendas sirgjoonelise liikumise kiirust iga kuue tunni jaoks. Analüüsis kasutati ala keskmise kiiruse leidmisel kiirust,

mida tsükloni omas, asudes uuritava keskpunktile kõige lähemal. Samasugused andmed on andmebaasis ka eelneva kuue tunni liikumise suuna kohta, mille abil antud töös iseloomustatakse uuritava ala läheduses toimuvat valdavalt tsüklonite liikumist.

Käsitledes aastasisest muutlikkust, jagatakse töös kuud kolme kaupa neljaks aastaajaks, kusjuures talvekuudeks loetakse detsember, jaanuar ja veebruar.



Joon. 1. Aasta keskmine tsüklonite arv $5^\circ \times 5^\circ$ võrgustikus. Tsüklonite arvud on normaliseeritud 100 000 km² pindala kohta. Numbritega on tähistatud Läänemere piirkonna viie ala keskpunktid.

Fig. 1. Annual frequency of cyclone centers that occur in $5^\circ \times 5^\circ$ grid boxes. Cyclone numbers are normalized for 100 000 km² areas. The central points of five sub-areas in the Baltic Sea region are indicated with numbers.

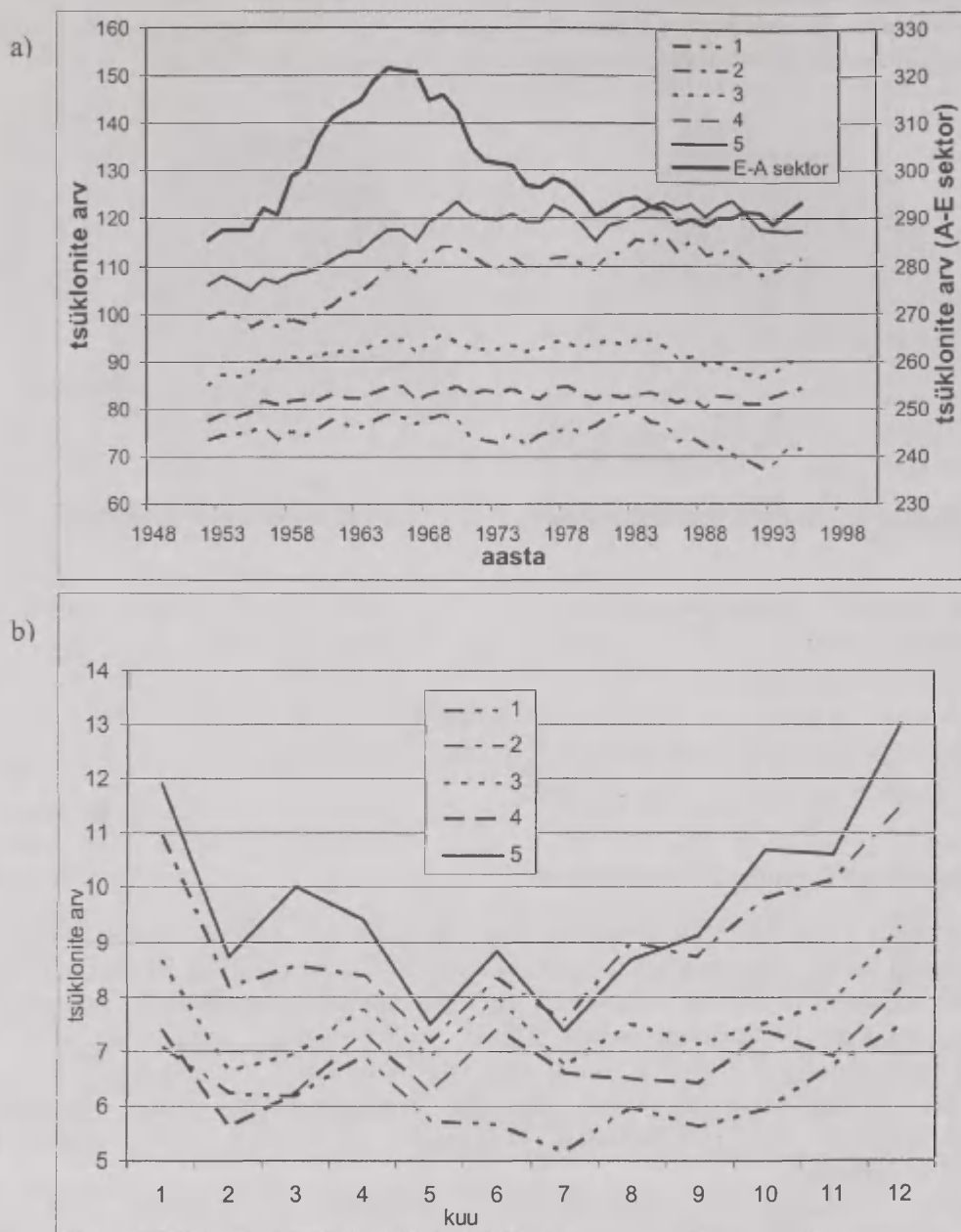
3. Tsüklonite ajalis-ruumiline muutlikkus

Perioodil 1948–2000 oli aastakeskmine tsüklonite arv Atlandi-Euroopa sektoris 297. Jooniselt 2a on näha tsüklonite arvu statistiliselt oluline ($p < 0,05$) kasvutrend kuni 1970ndate aastateni ja samuti statistiliselt oluline langustrend pärast seda. Läänemere piirkonnas on kuni 1970ndateni samuti jälgitav positiivne trend, kuid pärast seda on täheldatav põhjapoolsetel aladel tsüklonite arvu kasv, kuid kõige lõunapoolsemal alal on samal ajavahemikul tsükcloneid jäänud vähemaks. Keskmiselt läbib aastas Läänemere piirkonna 1000 km ringi 94 tsüklonit. Põhjaaladel on see arv natuke suurem ja lõunaaladel väiksem.

Kõige arvukamalt on tsükcloneid talvel (detsembris ja jaanuaris), seda eriti põhjapoolseimas ringis (joonis 2b). Kõige vähem on tsükcloneid mais ja juulis põhjapoolseimal alal ja juulis lõunapoolseimal alal. Ainult kõige idapoolsem ala (4) ei oma märkimisväärset aastast käiku tsüklonite arvukuses ning seal on tsükcloneid kõige vähem veebruaris. Tsüklonite arvu aastase käigu amplituud suureneb põhja suunas.

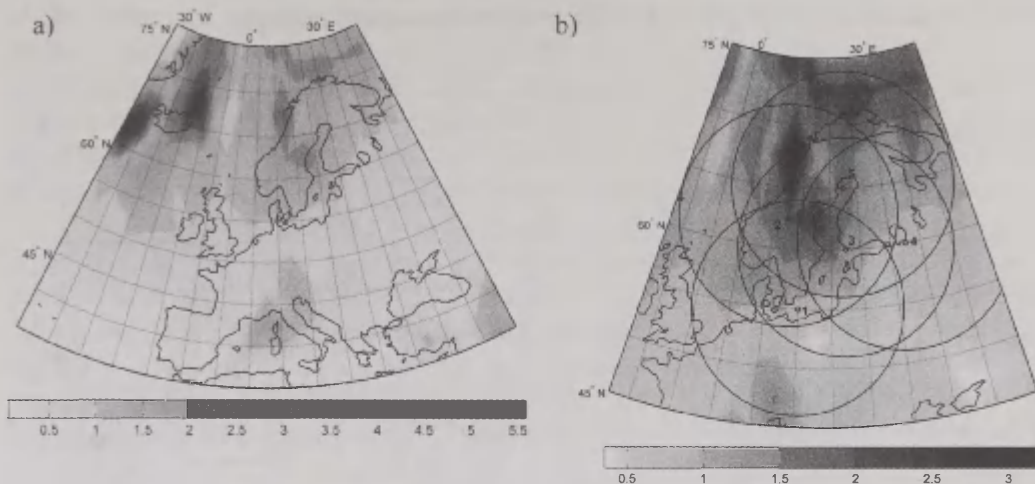
Joonisel 1 on toodud tsüklonite aastased esinemissagedused kogu Atlandi-Euroopa sektoris ja täpsemalt ka Läänemere piirkonnas, joonisel 3 on neis piirkondades tekkinud tsüklonite arvud. Mõned väga intensiivse tsükloonaalse tegevusega seotud paigad on neilt joonistelt jälgitavad: üks neist asub Atlandi ookeani kohal Islandi lähistel ning teised

Skandinaaviast loode suunas. Tsüklonite aktiivsete tekkealade lähialadel on ka enam tsükloneid kui mujal.



Joon. 2. a) Kümneaastane libisev keskmine tsüklonite arvust Atlandi-Euroopa sektoris ja viiel Läänemere piirkonna alal. b) Tsüklonite arvu aastane käik Läänemere piirkonna viiel alal. Alade asukohad on toodud joonisel 1b.

Fig. 2. a) Ten-year moving average of cyclone numbers in the Atlantic-European sector and in five chosen Baltic sub-areas. b) The annual cycle of the number of cyclones in the Baltic sub-areas. The locations of the sub-areas can be seen in Fig. 1b.



Joon. 3. Aasta keskmine $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ võrgustikusilmas tekkinud tsüklonite arv. Tsüklonite arvud on normaliseeritud 100 000 km² pindala kohta. Numbritega on tähistatud Läänemere piirkonna viie ala keskpunktid.

Fig. 3. Annual frequency of cyclone generation in $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ grid boxes. Cyclone numbers are normalized for 100 000 km² areas. The central points of five sub-areas in the Baltic Sea region are indicated with numbers.

4. Karakteristikud, mis iseloomustavad tsüklonite elutsüklit

Vaatame nüüd tsüklonite eluiga, nende levimist ja õhurõhku nende keskmis ning võrdleme selle alusel viit Läänemere piirkonna ala omavahel ja A–E sektoriga.

Läänemere tsüklonid on pikema eluaega ning liiguvad kiiremini kui A–E sektori tsüklonid keskmiselt (tabel 1). Keskmine tsükloni eluiga A–E sektoris oli 106 tundi = 4,4 päeva. Läänemere piirkonnas elas aga tsüklon keskmiselt 114–120 tundi ehk 4,7–5 ööpäeva. Keskmine erinevus on kümme tundi. Eluea pikkus ei korreleeru laiuskraadiga. Kõige pikemaalised tsüklonid liiguvad 3. ja 5. ringi raadiuses, st Läänemere keskosa lähistel.

Tabel 1. Tsüklonite aastakeskmine eluiga.

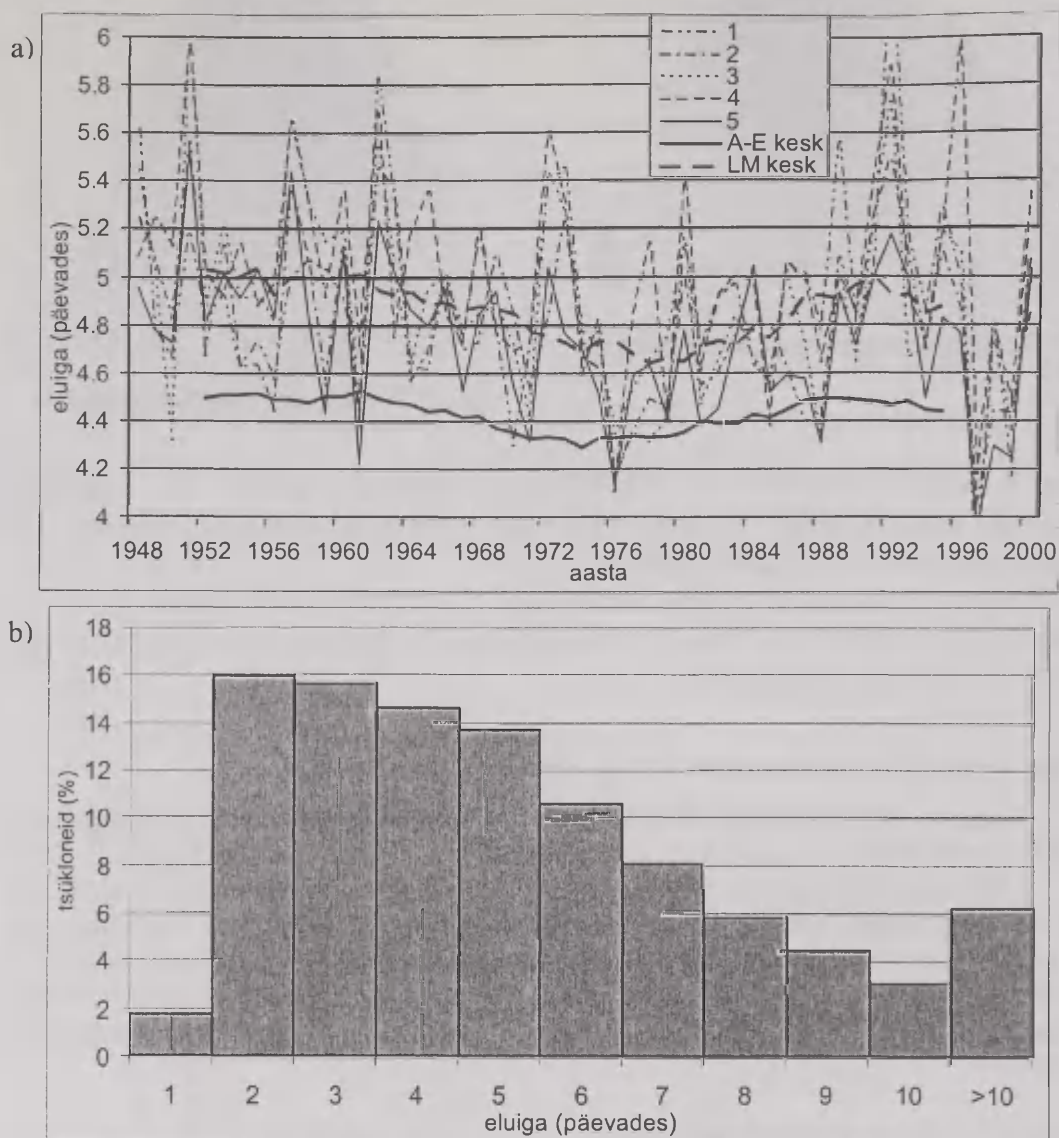
Table 1. Annual mean lifetime of cyclones.

Ala number	1	2	3	4	5	A–E sektor
tundides	117	115	117	114	120	106
päevades	4,9	4,8	4,8	4,7	5,0	4,4

Jooniste 2a ja 4a võrdlus näitab, et samal ajal, kui tsüklonite hulk kasvas, nende eluiga kahanes (kuni 1970ndateni). Eluea aegreas on sees laine.

Aastaagadest elavad tsüklonid kõige kauem talvel. Umbes pool tsüklonitest kestab 2–5 päeva (joonis 4b). Umbes 20% tsüklonitest on pikaealised – kestavad enam kui 7 ööpäeva. Aladel 1, 2 ja 5 on kahepäevaste tsüklonite osakaal suhteliselt suurem, kui

joonisel 4b näidatud ala 3 korral. Pikemad eluead Läänemere keskosas võivad olla seotud suhteliselt sooja merega, mis varustab tsükloneid niiskuse ja energiaga.



Joon. 4. a) Kümneaastased libisevad keskmised tsüklonite eluead A–E sektoris ja Läänemere piirkonnas. b) Tsüklonite eluigade histogramm alal 3.

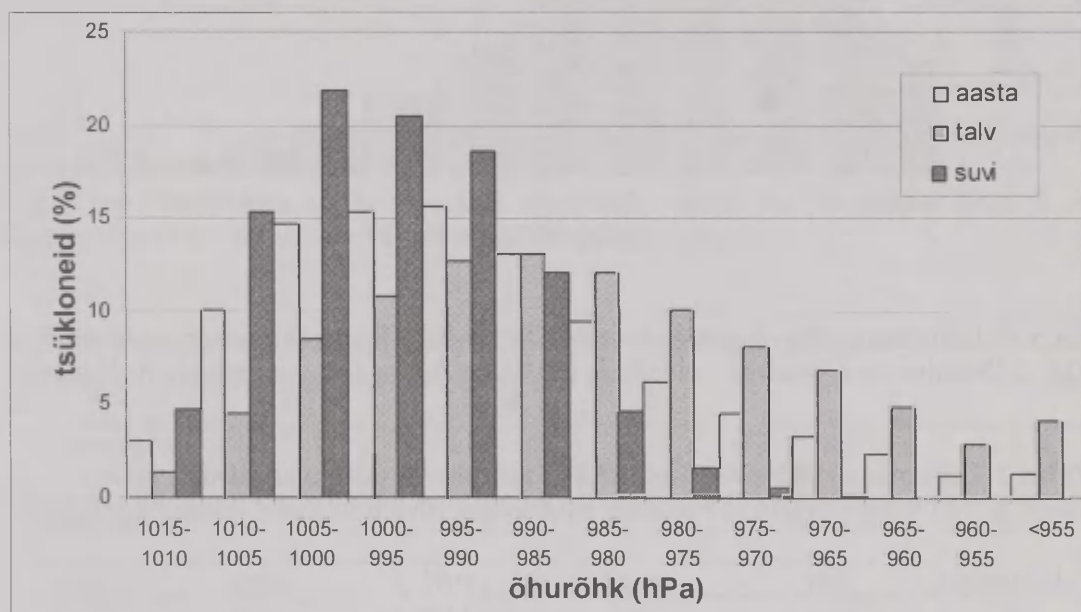
Fig. 4. a) Ten-years moving average of cyclone lifetimes in the A–E sector and in the Baltic Sea region. b) Histogram of cyclones lifetimes in sub-area 3.

Tsükloni keskme miinimumrõhk oli üks muutuja andmebaasis, mille kaudu defineeriti tsüklon. See pidi vähemalt korra tsükloni elutsükli jooksul langema alla 1000 hPa. Väga nõrkade tsüklonite väljajätmine muudab analüüsi usaldusväärsemaks.

Atlandi-Euroopa sektori jaoks oli aastakeskmine miinimumrõhk tsükloni keskmises 985 hPa. Läänemere alade jaoks varieerus see 984 kuni 987 hPa, madalamate väärtustega

põhjapoolsematel aladel. Sügavate tsüklonite arv kasvas laiuskraadiga. Seega polnud olulisi erinevusi aastakeskmises miinimumrõhus Läänemere piirkonna ja kogu A–E sektori tsüklonite vahel. Küll olid suured aastaajalised erinevused. Joonisel 5 on toodud aastakeskmised ja talve ning suve keskmised miinimumrõhkude jaotused kõigi Läänemere piirkondade jaoks. Talvel oli keskmine miinimumrõhk 981 hPa, suvel aga 992 hPa ehk enam kui 10 hPa kõrgem. Talvisel ajal oli enam sügavaid tsükloneid ja suvel neid, mille keskmise miinimumrõhk jäi suhteliselt kõrgeks.

Joonisel 5 on toodud kõigi tsüklonite miinimumrõhud, et näidata kui suure osa moodustavad 1000 hPa kõrgema miinimumrõhuga tsüklonid. Kõigis teistes töö osades on need tsüklonid vaatluse alt välja jäänud. Väga nõrkade tsüklonite osakaal väheneb laiuskraadi kasvuga. Kõige sügavamad tsüklonid esinevad alampiirkondades 2 ja 5. Nõrkade tsüklonite maksimum on suvel, alampiirkonnas 1 on siis 40% tsüklonitest suurema rõhuga kui 1000 hPa. Sellised nõrgad tsüklonid on lühema elueaga ja liiguvad aeglasemalt kui tsüklonid, mida me selles artiklis uurime (Link, 2005).



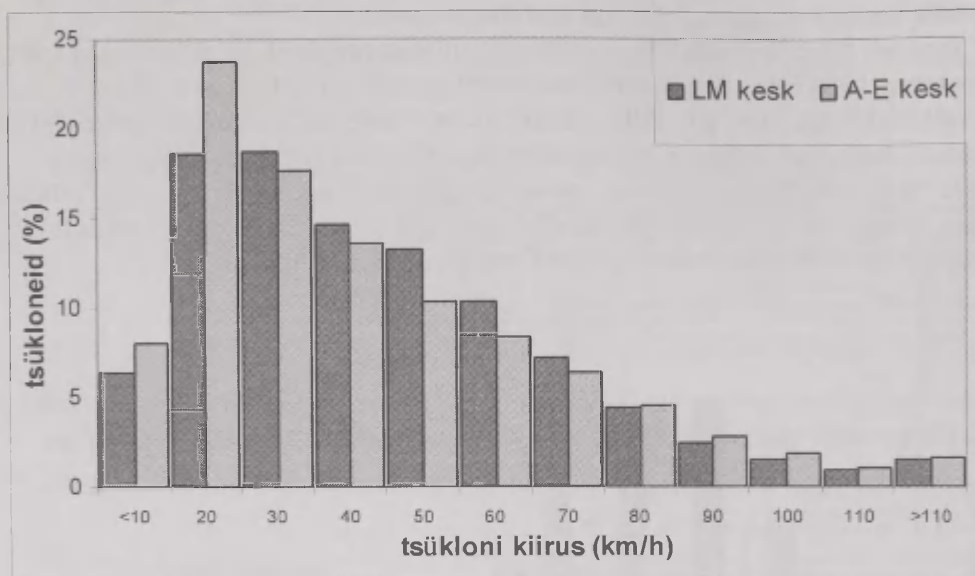
Joon. 5. Kogu Läänemere piirkonna tsüklonite miinimumrõhu jaotus aastakeskmisena ja sesoonselt.

Fig. 5. Distribution of the minimum pressure of cyclones in the whole Baltic Sea region for the whole year and for seasons.

Tsüklonite liikumiskiirus oli samuti esitatud andmebaasis iga kuue tunni tagant. Me defineerisime iga ala keskmise tsüklonite kiiruse kui keskmise liikumiskiirustest hetkel, mil tsüklonid olid ala keskpunktile kõige lähemal. A–E sektori jaoks oli see 34,1 km/h. Läänemere piirkonnas oli keskmine kiirus 39,0 km/h ning see varieerus vahemikus 38,2–40,7 km/h erinevates Läänemere piirkondades. Enamus tsüklonitest liikus kiirusega 10–20 km/h. Tsüklonid, mis liikusid kiiremini kui 70 km/h moodustasid 10% kogu tsüklonite arvust. Atlandi-Euroopa sektoris oli enam mõlemaid, nii väga kiireid kui ka väga aeglasid tsükloneid (joonis 6).

Kui võrrelda eri aastaagu, siis kiirused on suuremad külmal aastaajal, nii talvel kui ka sügisel (tabel 2).

Tsüklonite päritolu suund sai arvatatud kui vektor punktist, kus ta tekkis, kuni ala keskpunktini. Ligi 50% tsüklonitest moodustus valitud keskpunktist edelas (joonis 7a). Selline jaotus ei sõltu oluliselt sellest, missugust Läänemere ala vaadelda.



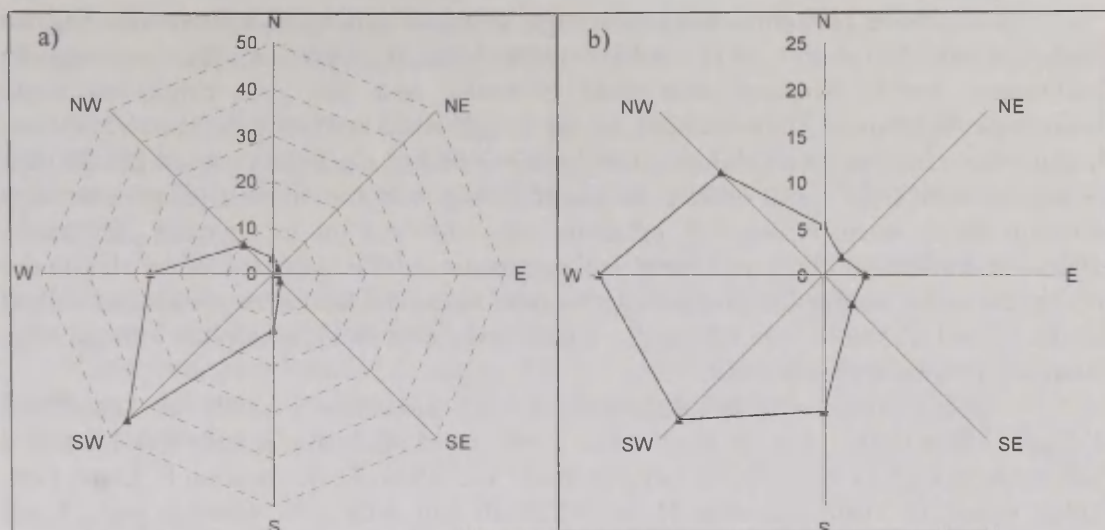
Joon. 6. Läänemere piirkonna ja A–E sektori tsüklonite liikumiskiiruste jaotuste võrdlus.
Fig. 6. Distribution of cyclone velocity in the Baltic Sea region compared to A–E sector.

Tabel 2. Läänemere tsüklonite liikumise keskmine kiirus (km/h) eri aastaagadel.
Table 2. The mean velocity of cyclones propagation (in km/h) in the Baltic Sea region.

ala number	talv	kevad	suvi	sügis	aasta
1	41,6	38,7	34,8	40,8	39,3
2	40,6	39,3	31,9	39,8	38,2
3	39,8	39,4	33,7	41,5	38,7
4	38,8	39,6	32,9	39,9	38,1
5	41,7	43,1	34,6	43,1	40,7

Suur osa tsüklonitest tekkis Läänemere piirkonnas (tabel 3). Joonistel 3 a ja b on esitatud tsüklonite tekke geograafiline jaotus. Läänemere piirkonnas on ligikaudu 40% tsüklonitest kohaliku tekkega. Peamine põhjus selleks on Norra meri, mis ulatub ka 1000 km raadiusega aladesse ning mis on üks oluline tsüklonite tekke piirkond.

Tsüklonite liikumissuund näitab suunda, millest tsüklon ala keskpunktile läheneb. See jaotus näitab, milliseid suundi tsüklonid eelistavad valitud ala ületamiseks. Joonisel 7b on toodud näide ala 3 jaoks. Ka siin olid erinevused Läänemere eri piirkondade vahel väga väikesed.



Joon. 7. a) 3. ala tsüklonite päritolu suundade jaotus, b) 3. ala tsüklonite liikumissuundade jaotus.

Fig. 7. a) Distribution of the direction of cyclones origin for the central point 3. b) Distribution of the direction of cyclones moving in sub-area 3.

Tabel 3. Läänemere piirkonnas tekkinud tsüklonite absoluutsed ja suhtarvud.

Table 3. Cyclones formed inside the Baltic Sea region.

Ala number	1	2	3	4	5
Tsüklonite arv	30,7	46,3	36,5	29,8	49,6
% kogu ala tsüklonite arvust	40,9	42,9	40,1	36,4	42,7

5. Arutelu

Töö eesmärgiks oli uurida tsüklonite omaduste muutlikkust Läänemere eri piirkondades. Oli tehtud hüpotees, et valdav tsirkulatsioonitüüp võib olla mõjustatud klassifikatsiooni täpse asukoha valikust, see tähendab, et tsüklonid eelistavad liikumiseks alampiirkonda 2, mille oli valinud Chen (2000), mitte piirkondi 1 või 3, kus tsüklonaalsete päevade osakaal oli antitsüklonaalsetest väiksem. Võrreldes Läänemere eri piirkondades tsüklonite esinemissagedusi, eluigasid, liikumiskiirusi ja miinimumrõhkusi, olulisi erinevusi ei leitud. Olid mõned väiksemad lahknevused tsüklonite arvus ja nende ajalised trendid polnud kõigil aladel samad, samuti oli erisusi miinimumrõhkudes, elueas ja tsüklonite kiirustes. Kuid need erinevused olid liiga väikesed, et põhjustada lahknevusi tsirkulatsioonitüüpide jaotustes.

Läänemere piirkonna tsüklonite väga sarnased omadused võivad olla tingitud alampiirkonda defineeriva ringi raadiuse valemist. 1000 km väiksema raadiuse kasutamine annaks kindlasti suuremaid erinevusi, sest siis pole ringid nii suure ülekattega. Rudeva ja Gulev (2007) on sama tsüklonite andmebaasi alusel hinnanud keskmiseks efektiivseks tsükloni raadiuseks 300–400 km mandrite ja enam kui 900 km ookeanide kohal. Kuid nad on leidnud ka, et raadius sõltub oluliselt tsükloni elueast ja intensiivsusest: intensiivsemad ja pikaealisemad tsüklonid on ka suurema raadiusega. 1000 hPa madalama rõhuga tsüklonite jaoks on nad saanud 600 km suuremad efektiivsed raadiused. Kuid isegi sellise raadiusega ringidel tuleksid Läänemere piirkonnas valitud aladel suured ülekatted, mis tähendab, et üks ja seesama tsüklon mõjutab korraga väga suurt osa Läänemere piirkonnast.

Ainuke trükitud allikas tsüklonite esinemissagedustest Eestis on venekeelne Klimat Tallina (1982), kus on toodud Ene Linno poolt sünoptiliselt kaartidelt loendatud tsüklonite ja antitsüklonite arvud ajavahemikul 1965–1974. Keskmiselt sai E. Linno Eesti kohal aastas 132 tsüklonit ning 65 antitsüklonit. Kui seda arvu võrrelda meie 3. ala keskmise arvuga 94, on see oluliselt suurem. Kui lisada ka nõrgad (1000 hPa kõrgema rõhuga) tsüklonid tulebki selleks ajavahemikuks punkti 3 ümbruses umbes 130 tsüklonit (Link, 2005). Jooniselt 2a jälgituna on Linno poolt uuritud ajavahemik Eesti aladel maksimaalse tsüklonite arvuga perioodi sees. See kokkulangevus kinnitab meie 1000 km raadiuse valiku õigsust.

Pille Lingi bakalaureusetöös (Link, 2005) olid vaatluse all kõik tsüklonid Läänemere piirkonnas. Võrreldes neid tulemusi käesoleva uuringuga on erinevus just tsüklonite arvu aastases käigus: haarates kaasa ka nõrgad tsüklonid, saame tsüklonite arvu maksimumi suvekuudele. Samuti viivad nõrgad tsüklonid alla tsüklonite eluea. Käesoleva kogumiku artiklis (Sepp, Jaagus, 2007) käsitletakse ka kõiki tsükcloneid ja seepärast pole need tulemused otseselt meie järeldustega võrreldavad.

Alternatiivne hüpotees valdava ilmatüübi lahknevate tulemuste selgitamiseks võiks olla, et vastukäivad tulemused on saadud tänu erinevale ajalisele keskmistamisele. Chen (2000) on kasutanud oma analüüsis kuukeskmisi rõhuvälju, kuna aga Linderson (2002) ja Post *et al* (2003) kasutasid ööpäevaseid. Seda hüpoteesi saab kontrollida, kasutades kuukeskmisi rõhuvälju atmosfääri tsirkulatsiooni klassifitseerimiseks ka punktides 1 ja 3.

6. Kokkuvõte

Uuriti Läänemere piirkonna tsüklonite (minimaalne rõhk väiksem või võrdne 1000 hPa) esinemissagedusi ja elutsükli iseloomustavaid karakteristikuid, võrreldes neid kogu Euroopa-Atlandi sektori keskmistega.

Aastatel 1948–2000 on keskmiselt Läänemere piirkonnas 1000 km raadiusega ringi läbinud 94 tsüklonit aastas: vähem lõunapiirkondades ja enam põhja pool. Vaadeldud 53 aasta jooksul on tsüklonite esinemissagedustes põhjapoolsetel aladel olnud positiivne ja lõunapoolsetel aladel negatiivne trend.

Läänemere piirkonna tsükcloneid iseloomustab pikem eluiga (114–120 tundi) ja suurem kiirus (39,0 km/h) kui A–E sektori omi keskmiselt (vastavalt 106 h ja 34,1 km/h). Samal ajal, kui 1970ndateni tsüklonite arv kasvas, nende eluiga kahanes.

Tsüklonite keskmete õhurõhud olid Läänemere piirkonnas 984–987 hPa, samas kui A–E sektoris oli see 985 hPa. Põhjapoolsete alade tsüklonite rõhud olid väiksemad kui lõuna pool.

Läänemere piirkond on ka oluline tsüklonitekke ala: 40% neist tsüklonitest, mis seal esinevad, on tekkinud kohapeal. Selle peapõhjus on Norra mere piirkonna sisaldumine 1000 km raadiusega ringides. Väljast tulevad tsüklonid on tekkinud põhiliselt edela pool.

Talvised tsüklonid on madalama rõhuga, suuremate kiirustega ning pikema elueaga kui ükskõik missugusel teisel aastaajal. Samuti on talvel enim tsükloneid. Tsüklonite arvu aastane amplituud on samuti suurem põhjaaladel.

Meie uuringu tulemused ei selgita dominantsete ilmapuustrite lahknevaid tulemusi Läänemere piirkonnas. Tsüklonite esinemissagedused ning muud omadused ei ole selleks piisavalt erinevad.

Tänuavaldused

Käesolevat tööd on toetatud Eesti Teadusfondi grandist nr 5786. Autorid on tänulikud Olga Zolinalle Bonni Ülikooli Meteoroloogiasinstituudist tsüklonite andmebaasi vahendamise eest.

Kirjandus

- Chen, D., 2000. A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study. *Int. J. Climatol.*, 20, 1067-1076.
- Grigoriev, S., Gulev, S.K., Zolina, O., 2000. Innovative software facilitates cyclone tracking and analysis. *EOS*, 81, 170.
- Gulev, S.K., Zolina, O., Grigoriev, S., 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Clim. Dyn.*, 17, 795-809.
- Jenkinson, A.F., Collison, F.P., 1977. An initial climatology of gales over the North Sea. *Synoptic Climatology Branch Memorandum, Meteorological Office, Bracknell*, 62.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, J., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437-472.
- Klimat Tallina, 1982. Ed. G.I Prilipko. *Gidrometeoizdat, Leningrad*.
- Linderson, M.L. 2001. Objective classification of atmospheric circulation over Southern Scandinavia. *Int. J. Climatol.*, 21, 155-169.
- Link, P., 2005. Tsüklonite iseloomulikke jooni Läänemere ümbruses. *Bakalaureusetöö loodusgeograafias, Tartu*, 34 lk.
- Post, P., Truija, V., Tuulik, J., 2002. Circulation weather types and their influence on the temperature and precipitation in Estonia. *Boreal Env. Res.*, 7, 281-289.
- Rudeva, I., Gulev, S.K., 2007. Climatology of the cyclone size characteristics and their changes during the cyclone life cycle. *Submitted to Monthly Weather Review*.
- Sepp, M., Jaagus, J., 2007. Muutused Arktika tsüklonite omadustes, liikumisteedes ja esinemissageduses perioodil 1948–2002. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 102, 32-52.
- Zolina, O., Gulev, S.K., 2002. Improving the accuracy of mapping cyclone numbers and frequencies. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 748-759.

On the spatial and temporal variability of cyclones in the Baltic Sea region

Piia Post

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Pille Link

REGIO Ltd.

Summary

Cyclone frequencies and life cycle characteristics in the Baltic Sea region in comparison with the whole Atlantic-European sector were investigated.

On average, 94 cyclone centers occurred in the radius of 1000 km in the area of the Baltic Sea – less in the southern regions and more in the northern ones. Analysing the observations of 53 years, a positive trend has been found in the frequency of cyclone occurrences in the northern areas, and a negative trend in the most southerly areas.

Cyclones passing through the region of the Baltic Sea are characterized by longer lifetime (114 to 120 hours) and higher velocity (39.0 km/h) than those in the whole Atlantic-European sector (106 h and 34.1 km/h respectively). While the number of cyclones was increasing, the cyclones lifetime was decreasing up to the 1970s.

Minimum pressures in cyclone centers in the Baltic Sea region are, on average, 984 hPa – 987 hPa; against 985 hPa in the Atlantic-European sector, the pressures in northerly areas of the Baltic Sea region are especially low.

The Baltic Sea region is also an important cyclone generation area. 40 % of cyclones that appear in the region have been formed in this area (the main reason being that the area includes also the Norwegian Sea). The cyclones arriving from other areas have mostly been formed south-west of it.

In wintertime, cyclones have lower pressures, higher velocities and longer lifetimes than in any other season. Cyclones are most frequent in winter. The annual amplitude of cyclone frequencies is larger in northerly areas.

Results of our investigation do not explain diverse results of the classifications of the dominant weather type of atmospheric circulation: the differences of cyclone frequencies and properties inside the Baltic Sea region are not large enough.

Läänemere piirkonnas tekkinud tsüklonid: nende pikaajalised muutused, seosed Põhja-Atlandi ostsillatsiooni ja Eesti ilmastikunäitajatega

Mait Sepp

Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

1. Sissejuhatus

Maapinnalähedane keskmine õhutemperatuur on Arktikas ja ka Põhja-Euroopas viimase saja aasta jooksul oluliselt tõusnud. Mitmed uuringud (McCabe *et al*, 2001; Zhang *et al*, 2004; Bengtsson *et al*, 2004) näitavad, et Arktika soojenemise üheks põhjuseks on muutused atmosfääri üldises tsirkulatsioonis, eriti tsüklonaalsuses. Kesklauiustelt Arktikasse tungivate tsüklonite arv ja intensiivsus on eriti 20. sajandi teisel poolel silmapaistvalt suurenenud (Sepp, Jaagus, 2007).

Tsirkulatsiooniolude muutusi on täheldatud ka Läänemere piirkonnas. Siin on tugevnenud läänevool ja intensiivistunud tsüklonaalne tegevus. Need protsessid võivad olla Põhja-Euroopas ilmneva soojenemistendentsi põhjustajaiks. Tavaliselt seostatakse seda muutustega Põhja-Atlandi ostsillatsioonis (NAO) ja Islandi miinimumis (Alexandersson *et al*, 1998; Omstedt *et al*, 2004; Pryor, Barthelmie, 2003; Sepp *et al*, 2005a).

Kõik Läänemere piirkonnas liikuvad tsüklonid pole siiski Islandi miinimumi väljundid. Hulk madalrõhkkondi tuleb siia lõunast – Vahemerelt, Mustalt ja isegi Kaspia merelt (Sepp *et al*, 2005b). Oluline osa siin kurseerivatest tsüklonitest on tekkinud vahetult Skandinaavia poolsaare läheduses – Põhja- või Läänemerel (Link, Post, 2007; Sepp *et al*, 2005a, b). Käesoleva töö eesmärgiks on kirjeldada muutusi Läänemerel tekkinud madalrõhkkondade mõningates parameetrites. Nendeks on esinemissagedus, tsükloni keskmine rõhk, rõhumuutused mõnedes tsükloni elutsükli iseloomustavates punktides.

Lisaks on võrreldud Läänemere tsüklonite aegridu NAO indekseid ja mõnede Eesti ilmastikunäitajatega.

2. Andmed ja meetodid

Andmed ja metoodika on sarnased varasemates artiklites kasutatuile (Sepp *et al*, 2005a; Sepp, Jaagus, 2007). Ka antud juhul kasutatakse Gulev *et al* (2001) kirjeldatud põhja poolkera tsüklonite andmebaasi. Sellest sorteeriti välja madalrõhkkonnad, mis tekkisid Läänemere piirkonnas – alal, mille piirjoone koordinaatideks on käesolevas töös võetud punktid 70°pl 20°ip, 60°pl 37°ip, 50°pl 25°ip, 50°pl 15°ip, 55°pl 8°ip, 60°pl 8°ip, 70°pl 20°ip (joon. 1). Üldjoontes kattub see ala Läänemere valgala.

Käesolevas töös uuritakse esmalt Läänemere tsüklonite koguarvu muutust. Eraldi vaadeldakse madalrõhkkondi, mille keskmine õhurõhk on alla 1000 hPa (nn sügavad tsüklonid) ja tsükloneid, mille keskmine rõhk ületab või on võrdne 1000 hPa (nõrgad tsüklonid).

Vaadeldakse ka muutusi tsüklonite kestuses. Madalrõhkkonnad on andmebaasis kirjeldatud tsükloni keskme asukoha ($0,1^\circ$ täpsusega) ja meretasemele taandatud õhurõhu andmetega kuuettunnise ajavahemiku järel. Madalrõhkkonna kestust ehk eluiga kirjeldab iga kuue tunni tagant fikseeritud vaatluspunktide arv.

Samuti on uuritud muutusi tsükloni keskmises õhurõhus aga ka muutusi tsükloni tekkepunkti parameetrites – õhurõhk, sügavate ja nõrkade tsüklonite tekkepunktide koguarv ja osakaal. Siin ja edaspidi käsitletakse sügavatena neid vaatluspunkte, kus õhurõhk jääb alla 1000 hPa ning nõrkadena neid, kus õhurõhk on suurem või võrdne 1000 hPa.

Kirjeldamaks Läänemere piirkonna tsüklonite tekkimispunktide ruumilist jaotust on kasutatud programmi ArcView 3.1 ning selle vaikimisi defineeritud interpoleerimis-meetodeid. Vähendamaks moonutusi piirkonna servadel on interpoleerimisel kasutatud tsüklonite andmeid ala kohta koordinaatidega $5\text{--}40^\circ\text{ip}$ ja $50\text{--}70^\circ\text{pl}$.



Joon. 1. Käesolevas töös käsitletav Läänemere piirkond (tähistatud punktiirjoonega). Tume joon tähistab Läänemere valglat.

Fig. 1. Study area. Dotted line – border of Baltic Sea region as it is defined and used in the present study. Solid line – border of the Baltic Sea catchment area.

Lisaks tekkepunktile uuritakse tsükloni hääbumispunkti, sügavaima õhurõhuga ja põhjapoolseimat vaatluspunkti.

Läänemere tsüklonite peamiseid aegridu on korreleeritud mõningate Eesti ilmastiku andmete ning suuremastaabilise atmosfääri tsirkulatsiooni näitajaga, milleks siin on NAO indeks. Käesolevas töös kasutatakse kahte NAO indeksit. Esimene neist on arvutatud Reykjaviki ja Gibraltari õhurõhunäitajate erinevusest (Jones *et al*, 1997), teine Reykjaviki ja Ponta Delgada andmetest (Rogers, 1997; Hurrell, van Loon, 1997). Eesti ilmastikunäitajana on kasutatud Tartu õhutemperatuuri ja sademete andmeid.

Muutuste uurimiseks on kasutatud regressioonanalüüsi. Iga aegrea kohta on arvutatud lineaarne trend ning selle statistilist usaldusväärsust uuritakse Studenti t-testiga. Statistiliselt usaldusväärseks loetakse antud juhul trende, mille korral $p < 0,05$. Korrelatsioonianalüüsil on statistilise usaldusväärsuse uurimiseks samuti kasutatud Studenti t-testi ning taset $p < 0,05$.

Analüüsil kasutatakse vastavalt kas aasta ja sesooni keskmisi või summasid. Sesoone (kevad – MAM, suvi – JJA, sügis – SON) puhul leitakse kolme kuu keskmine ja arvutatakse siis perioodi 1948–2002 trend. Talve aegrida on aasta võrra lühem kuna eelneva aasta detsember liidetakse järgneva aasta jaanuari ja veebruariga.

3. Regressioonianalüüsi tulemused

Perioodil 1948–2002 tekkis Läänemere piirkonnas kokku 2372 madalrõhkkonda. See on 1,8% kõikidest kasutatava andmebaasi tsüklonitest. Seega tekib Läänemere piirkonnas aastas keskmiselt 43,1 tsüklonit (standardhälve $Sd=8,3$). Tsüklonite miinimumaastateks olid 1949 ja 1953, mil tekkis 29 madalrõhkkonda; maksimum (64) oli aastal 1973.

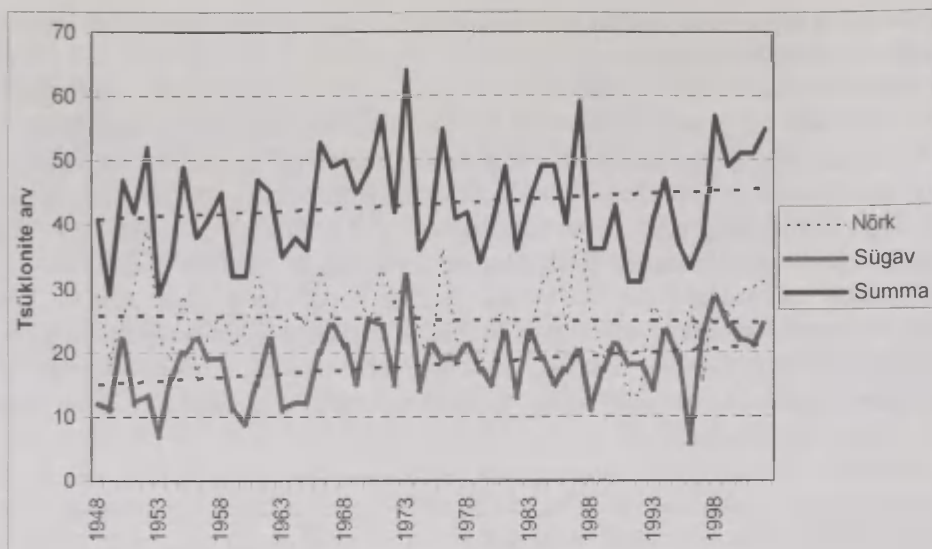
Tsüklonite koguarv on vaadeldaval perioodil trendijoone järgi suurenenud 4,3 võrra, kuid muutus pole statistiliselt usaldusväärne. Küll on aga usaldusväärselt kasvanud sügavate tsüklonite arv (kuue tsükloni võrra) ja osatähtsus – ca 10% võrra. See tähendab, et kui trendijoone järgi oli sügavaid tsükloneid perioodi alguses koguhulgast 36,3%, siis perioodi lõpuks oli osatähtsus kasvanud 46,6%ni.

Nõrkade tsüklonite arvus on märgata mõningane vähenemine (1,3 tsükloni võrra), kuid see pole proportsionaalselt nii suur kui sügavate tsüklonite arvu kasv ning muutus pole ka statistiliselt usaldusväärne (joon. 2).

Läänemere tsüklonite keskmine eluiga on 12,7 vaatluspunkti ($Sd=1,4$) ehk ca 76 tundi (so kolm ööpäeva). Sügavad tsüklonid eksisteerivad keskmiselt 2,9 vaatluspunkti võrra kauem. Tsüklonite eluea andmetes statistiliselt usaldusväärseid trende tavaliselt pole.

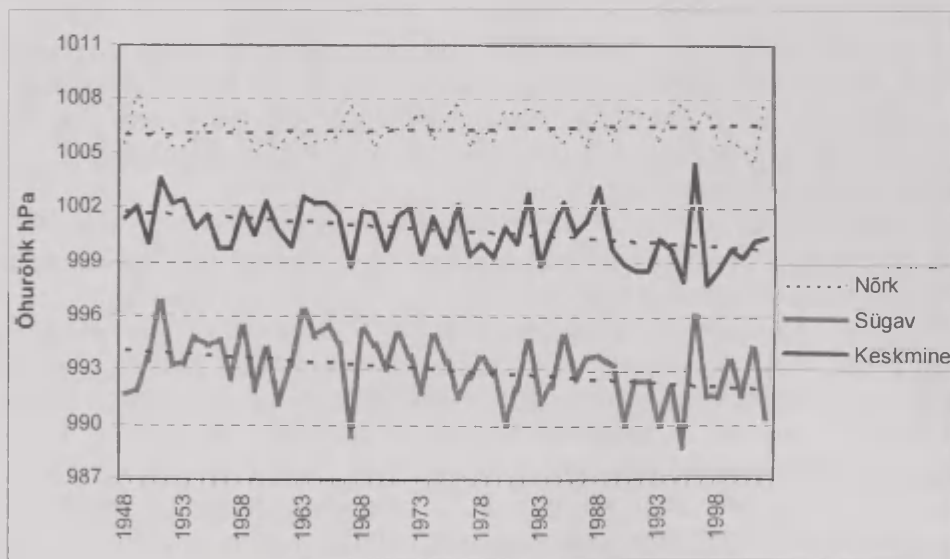
Olulised muutused on toimunud Läänemere tsüklonite õhurõhu näitajates. Siin tekkinud madalrõhkkondade keskmine rõhk on 1000,7 hPa ($Sd=1,5$). Perioodil 1948–2002 on see trendijoone järgi vähenenud 2,1 hPa võrra. Seega oli 1940ndate lõpu Läänemere tsüklonite keskmine rõhk trendi järgi 1001,8 hPa ja sajandi lõpus ca 999,6 hPa. Ka sügavate tsüklonite keskmise rõhu (993 hPa, $Sd=1,8$) aegreas on usaldusväärne süvenemistrend (-2,1 hPa). Madalate tsüklonite keskmine rõhk on 1006,3 hPa ($Sd=0,9$) ning selles näitajas usaldusväärset muutust ei ole (joon. 3).

Summaarselt esineb Läänemere tsükloneid kõige enam suvekuudel, ent peamiselt on tegemist nõrkade madalrõhkkondadega (joon. 4). Nõrkade ja tugevate tsüklonite aastasisene käik on vastandlik – tugevaid tsükloneid esineb enam talvel, mil nõrkade esinemissagedus on miinimumis.



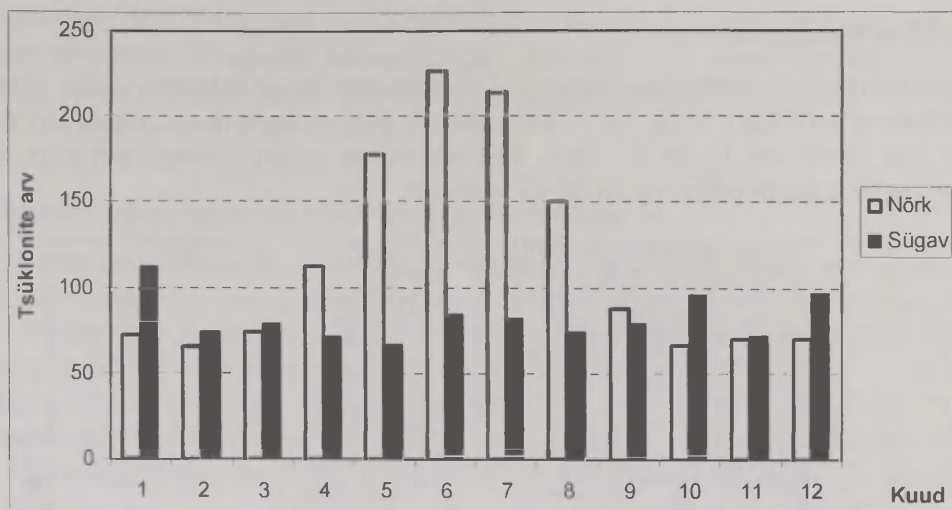
Joon. 2. Läänemeresel tekkinud nõrkade ja sügavate (rõhk alla 1000 hPa) tsüklonite arvu ja nende summa aegrida ning trendijoon. Statistiliselt usaldusväärne on vaid sügavate tsüklonite trend.

Fig. 2. Time series and trend line of the number of deep (Sügav) (with minimum SLP below 1000 hPa) and shallow (Nõrk) cyclones formed over the Baltic Sea, and their sum (Summa). Only the trend of deep cyclones is statistically significant on $p < 0.05$ level.



Joon. 3. Läänemeresel tekkinud nõrkade ja sügavate tsüklonite õhurõhu ning nende keskmise aegrida ja trendijoon. Nõrkade tsüklonite trend pole statistiliselt usaldusväärne.

Fig. 3. Time series and trend line of the air pressure of shallow (Nõrk), deep (Sügav) Baltic Sea cyclones and their average (Keskmine). The trend of shallow cyclones is insignificant.



Joon. 4. Perioodil 1948–2002 esinenud tsüklonite aastasisene jaotus.

Fig. 4. Inter-annual distribution of shallow (Nõrk) and deep (Sügav) cyclones that formed over the Baltic Sea during the period 1948–2002.

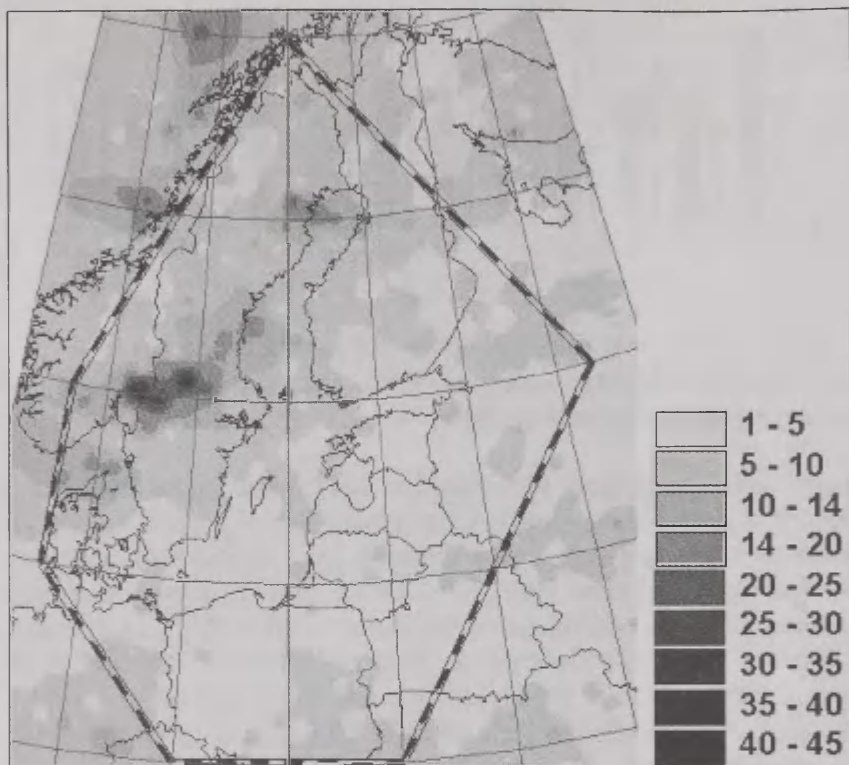
Üldiselt ilmnevad eespool kirjeldatud muutused tsüklonite arvukuses ja õhurõhus samasuunaliselt ka sesoonide kaupa vaadelduna. Siiski eristub selgelt talv. Talviste madalrõhkkondade koguarv pole küll muutunud, kuid ilmneb tsüklonite keskmise rõhu vähenemine (perioodi keskmine 996,7 hPa, $Sd=4,5$, muutus trendijoonel järgi: $-5,7$ hPa). Sügavate tsüklonite arv ja osatähtsus on oluliselt suurenenud. Perioodi keskmisena tekib talvel 5,2 sügavat tsüklonit. Trendijoonel järgi on nende arv aastatel 1948–2002 suurenenud kolme tsükloni võrra. Sügavate tsüklonite osatähtsus on kasvanud 21,5% võrra (perioodi keskmine 57,2%). Samas pole nõrkade tsüklonite arv statistiliselt usaldusväärsel tasemel muutunud. Talviste sügavate tsüklonite puhul ei ilmne usaldusväärsel keskmise õhurõhu vähenemistrendi.

Kevadel ilmneb statistiliselt usaldusväärne tsüklonite õhurõhu langus, seda nii koguarvu, kui ka sügavate tsüklonite osas (vastavalt: keskmine 1001,5 hPa, muutus trendi järgi: $-3,2$; sügavate keskmine: 993,4 hPa, muutus: $-4,2$ hPa). Kuna sügavate tsüklonite arv on pisut tõusnud ning nõrkade veidi langenud (kumbki muutus, ca 1,5 tsükloni võrra, pole statistiliselt oluline), siis on tugevate tsüklonite osakaal statistiliselt usaldusväärselt 15,6% võrra suurenenud (perioodi keskmine 37,4%).

Kuigi suvel tekib Läänemerel tsükloneid kõige enam, ei ilmne siin ühtegi statistiliselt usaldusväärsel muutust. Sügisel on olulisi trende vaid kaks – tsüklonite koguarv on tõusnud 3,1 tsükloni võrra (perioodi keskmine 8,6) ja nõrkade madalrõhkkondade eluiga on pikenenud 3,5 vaatluspunkti (so 21 tunni) võrra (perioodi keskmine 10,1 vaatluspunkti).

4. Tsükloni tekkekoht

Meie poolt vaadeldaval alal tekivad tsüklonid peamiselt vaatlusala lääneosas, Skandinaavia mäestiku idanõlval. Silmapaistvalt palju ilmub madalrõhkkondi Oslo ja sellest itta jääval alal (joon. 5). Oslo lähedale jäävas punktis koordinaatidega 11,6°ip 60,1°pl on 55 aastaga kokku tekkinud 43 tsüklonit.



Joon. 5. Perioodil 1948–2002 Läänemere piirkonna tsüklonite tekkepunktide jaotus.

Fig. 5. Spatial distribution of the first tracing points of the Baltic Sea cyclones over the period 1948–2002.

Keskmine rõhk esimeses vaatluspunktis on 1001 hPa. Trendi järgi on 55 aastaga tsüklonite tekkepunktis rõhk 2 hPa võrra madalamaks läinud.

Antud juhul on tsüklonid jagatud kaheks vastavalt õhurõhule tekkepunktis – nõrgad (esimese vaatluspunkti rõhk on võrdne või suurem 1000 hPa) ja sügavad (rõhk on väiksem 1000 hPa). Viimaseid on Läänemeres tekkinud tsüklonite üldarvust 38%. See suhe pole vaadeldaval perioodil muutunud.

Suures osas langevad tsükloni keskmise rõhu ja tekkepunkti rõhu järgi eristatud sügavad tsüklonid kokku. Nagu mainitud, esines 55 aasta jooksul keskmise rõhuga alla 1000 hPa tsükloneid 986. Tekkepunkti järgi on tugevaid tsükloneid 904. Selliseid tsükloneid, mis on nii keskmise rõhu, kui ka tekkepunkti järgi sügavad, esines vaadeldaval perioodil 719 – so 30,3% tsüklonite koguarvust, 72,9% keskmise rõhuga tugevatest ja 79,5% tekkepunkti järgi tugevatest tsüklonitest.

Üldiselt ei ole tugevate ja nõrkade tekkepunktidega tsüklonite aegridades erilisi muutusi täheldada. Tugevate tekkepunktide arvukuses või osakaalus usaldusväärseid trende ei esine. Oluliselt on siiski vähenenud nende keskmine rõhk (perioodi keskmine 993,8 hPa, vähenemine trendi järgi -3,3 hPa).

5. Tsükloni sügavaim, põhjapoolseim ja hääbumispunkt

Läänemere tsüklonite madalaima õhurõhuga punktis on keskmine õhurõhk 995,5 hPa ($Sd=2$). See on trendijoone järgi statistiliselt usaldusväärselt vähenenud 2,9 hPa võrra. Süvenemine toimub taas tugevate madalrõhkkondade arvel – keskmise rõhu järgi sügavate tsüklonitel on madalaima õhurõhuga punktis rõhk vähenenud 2,7 hPa võrra (keskmine 986 hPa). Esimese punkti järgi sügavatel on see muutus mõneti järsem – siin on statistiliselt usaldusväärne vähenemine toimunud 4,3 hPa võrra (perioodi keskmine rõhk 987 hPa). Kokku langeb 60,8% vaadeldavaist tsüklonitest sügavaim õhurõhk alla 1000 hPa.

Tsüklonite põhjapoolseimas punktis on õhurõhu muutused mõnevõrra järsemadki. Keskmine rõhk on siin 1001,3 hPa ($Sd=2$) ning trendijoone järgi ilmneb vähenemistendents 3 hPa võrra. Keskmise rõhu järgi sügavatel tsüklonitel on see trendinäitaja 4,2 hPa (perioodi keskmine rõhk 994,3 hPa) ning esimese punkti järgi sügavatel tsüklonitel 4,5 hPa (keskmine 995 hPa).

Läänemerel tekkinud tsüklonite keskmine rõhk hääbumisel on 1004,1 hPa ($Sd=1,2$). Trendijoone järgi on 55 aastaga rõhk vähenenud 1,5 hPa võrra. Keskmise rõhu järgi sügavate tsüklonite hääbumispunkti rõhk on statistiliselt usaldusväärselt vähenenud 2 hPa võrra (perioodi keskmine 998,8 hPa).

Kui suur osa Läänemere tsükcloneist tekivad ruumiliselt suhteliselt väikesel alal, siis ka ülejäänud meid huvitavad vaatluspunktid ei paista silma kuigi suure hajuvusega. Vaadeldes Läänemerd katvat ruutu koordinaatidega 10–40°ip ja 50–70°pl, leiame, et enamuse tsüklonite sügavaim, põhjapoolseim ja hääbumispunkt jääb just sellele alale. Protsentuaalselt vastavalt 70,1, 60 ja 42,5%. 899 tsüklonil ehk 37,9% koguhulgast jäävad kõik neli vaatluspunkti eelpool mainitud ruutu.

Suuresti on Läänemere tsüklonite väheliikuvus näiline, kuna paljudel juhtudel langevad vaatluspunktid lihtsalt kokku. Nii on 543 tsüklonil tekkepunkt ühtlasi ka sügavaima rõhuga ja 619 korral põhjapoolseim punkt.

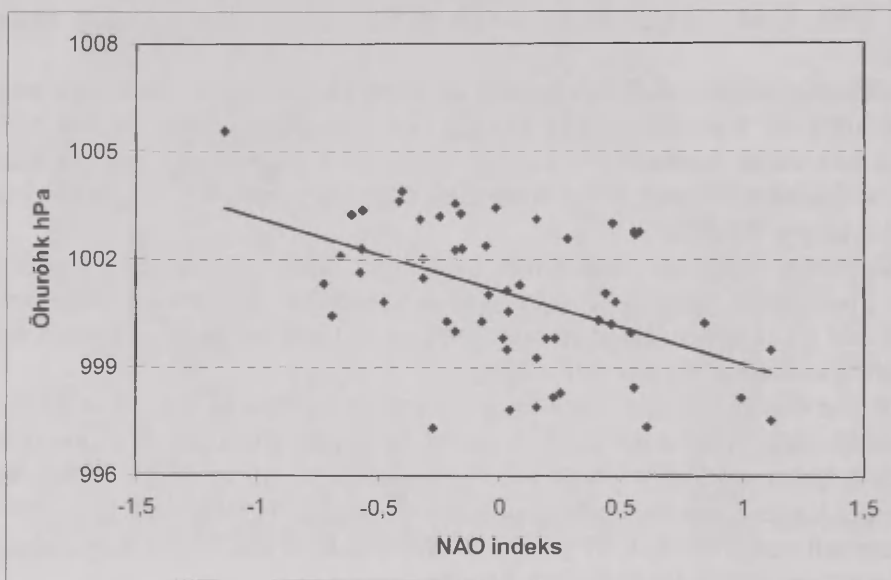
6. Seosed Põhja-Atlandi ostsillatsiooniga

Läänemere tsüklonite koguarv on statistiliselt usaldusväärsel tasemel ($p<0,05$) negatiivses korrelatsioonis NAO (siin ja järgnevalt nn Gibraltari NAO) indeksiga ($r = -0,27$). Tugevate tsüklonite puhul on see seos sisuliselt null. Seosed tsüklonite arvuga jäävadki üldiselt nõrgaks.

Küll aga ilmneb selgelt tendents, et NAO kõrge väärtuse korral on Läänemere tsüklonid sügavamad. Suhteliselt tugev negatiivne korrelatsioon ilmneb nii keskmise rõhu kui ka sügavaima vaatluspunkti aegridadega. Seda nii tsüklonite üldarvu, kui ka sügavate tsüklonite puhul. Eriti aga paistab silma tsüklonite tekkepunkti rõhk (joon. 6). Tsüklonite koguarvu näitajate juures on NAO indeksi ja tekkepunkti õhurõhu vaheline seos $r = -0,50$; sügavate tsüklonite puhul $r = -0,46$. Seevastu tsüklonite põhjapoolseim ja viimane rõhk pole lineaarse korrelatsiooni järgi otsustades NAOst sõltuvad. Ka ei näi NAO mõjutavat sügavate tsüklonite osatähtsuse muutust ja tsüklonite eluea pikkust.

Kevade, suve ja sügise tsüklonite seosed NAO indeksiga jäid oodatult nõrgaks. Kolme aastaaja peale kokku oli vaid üks statistiliselt usaldusväärne korrelatsioon – negatiivne seos NAO indeksi ja nõrkade tsüklonite arvu vahel sügisel ($r = -0,35$). Selles valguses paistab kontrastsena välja talv, kus eelpoolmainitud korrelatsioonid on isegi tugevamad, kui aasta keskmiste arvestuses. Seosed õhurõhuga tekkepunktis ületavad $-0,60$ taset, seda nii tsüklonite koguarvu, kui ka sügavate tsüklonite arvestuses. Samas tuleb välja ka, et vähemalt talviste sügavate tsüklonite arv ja osakaal on statistiliselt usaldusväärsel tasemel positiivselt korreleeritud NAO indeksi kõikumistega.

Nn Ponta Delgada NAO indeksi korrelatsioonid praktiliselt kattuvad eelpool toodutega. Ühe erandina võib välja tuua selle, et antud juhul tuleb statistiliselt usaldusväärsena välja ka sügisel tsüklonite tekkepunkti rõhu negatiivne seos NAO indeksiga.



Joon. 6. Hajuvusdiagramm NAO indeksi ja Läänemere tsüklonite esimese punkti aasta keskmise rõhu vahel; $r = -0,50$.

Fig. 6. Scatter plot of NAO index and annual mean air pressure of the first tracing points of Baltic Sea cyclones; $r = -0.50$.

7. Seosed Eesti ilmastikunäitajatega

Seosed Läänemere tsüklonite esinemissageduse ja Tartu aasta keskmise õhutemperatuuriga on küllaltki sarnased nende seostele NAO indeksiga. Selgelt tuleb välja tugev negatiivne korrelatsioon Läänemere tsüklonite tekkimispunkti rõhuga (tsüklonite koondarvu lõikes $r = -0,50$). Ka ülejäänud vaatluspunktide rõhuga on oluline negatiivne korrelatsioon. Sügavate tsüklonite puhul tuleb välja statistiliselt oluline positiivne seos tsüklonite osakaalu muutusprotsendiga. Seega, mida rohkem on Läänemere tsükloneid ja mida madalama rõhuga need tekivad, seda kõrgem on Tartu aasta keskmine temperatuur.

Sesoonide kaupa vaadeldes aga nii tugevaid korrelatsioone jällegi ei ilmne. Talvel on statistiliselt olulised negatiivsed seosed õhutemperatuuri ja tsüklonite tekkepunkti ja

sügavaima punkti õhurõhuga. Kevadel aga on statistiliselt olulised negatiivsed korrelatsioonid praktiliselt kõikide õhurõhunäitajatega. Suvel ja sügisel on korrelatsioonid sisuliselt olematud.

Seosed sademetega on eelnevalt käsitletud korrelatsioonidest mõnevõrra erinevad. Aasta keskmiste võrdlemisel tuleb taas välja negatiivne korrelatsioon tsükloni tekkepunkti rõhuga. Seda nii kõikide, kui ka ainult sügavate tsüklonite puhul. Lisaks ilmneb oluline negatiivne seos tsüklonite summa keskmise rõhuga.

Talvel ja kevadel seevastu on suhteliselt tugevad seosed sademete summa ja tsüklonite arvu vahel. Korrelatsioon on positiivne ja mõnevõrra tugevam (ulatudes $r = 0,40$) sügavate tsüklonite puhul. Kevadel on statistiliselt usaldusväärne negatiivne korrelatsioon kõikide tsüklonite sügavaima punkti rõhu ja keskmise rõhuga.

Suvistel sademetel ilmneb positiivne korrelatsioon nii tsüklonite koguarvu, kui ka sügavate tsüklonite puhul viimase vaatluspunkti õhurõhuga. Samuti on usaldusväärne negatiivne korrelatsioon sügavate tsüklonite osatähtsuse muutusega. Peamine erinevus võrreldes teiste seostega ilmneb, kui vaadelda nõrkade tsüklonite aegridu. Siin paistab silma positiivne korrelatsioon ($r = 0,31$) sademete ja nõrkade tsüklonite arvu vahel.

Sügisel on vaid üks oluline seos – positiivne korrelatsioon sademete ja tugevate tsüklonite arvu vahel ($r = 0,33$).

8. Arutelu

Eelnevast selgus, et Läänemere piirkonnas tekib pea igal nädalal üks tsüklon. Suurem osa neist tekib Skandinaavia poolsaare kohal. Eriti silmatorkavaks on siin Oslo piirkond ja sellest ida poole jäävad punktid. Ent kui võrrelda varasemas artiklis (Link, Post, 2007) avaldatud joonist, kus on märgitud Läänemere piirkonnas tekkinud tsüklonite sünnipunktid, siin avaldatud pildiga (joon. 5), siis ilmnevad olulised erinevused. Oslo piirkond, kui oluline tsükloni tekke ala viidatud töös välja ei tule.

Selline tulemuste visuaalne lahknemine on üsna loomulik kuna kasutatakse erinevaid ruumilise tasandamise meetodeid. Eelnevas töös toimub normaliseerimine 100 000 km² kohta ning vaadeldakse andmeid aastas tekkivate tsüklonite kaupa (Link, Post, 2007). Käesoleval juhul toimub samajoonte genereerimine naaberpunktide kaalu arvestamisel. Kuna näiteks nn Oslo punkti (11,6°ip 60,1°pl) naabruses on 55 aasta jooksul tekkinud oluliselt vähem (ca 10) tsükcloneid, siis paistab mainitud punkt kontrastselt välja.

Üldiselt langevad käesolevas töös leitud aastased Läänemere piirkonnas tekkinud tsüklonite arvud kokku viidatud töös (Link, Post, 2007) sama andmebaasi põhjal avaldatutega. Kui siin on märgitud, et vaadeldavas piirkonnas tekib 43 tsüklonit aastas, siis viidatud artiklis jääb see arv olenevalt Läänemerd katva 1000 km raadiusega ringjoone keskpunkti asukohast vahemikku 30–50. Mainitud artiklis esitatakse väide, et kohaliku tekkega tsüklonid moodustavad ligi 40% kõikidest Läänemerele liikuvatest madalrõhkkondadest.

Paraku ei selgu andmebaasist, millised neist on Põhjamerel liikuvate madalrõhkkondade osatsüklonid, millised aga „päris”. Võib vaid oletada, et enamuse Skandinaavia mäestiku idanõlvadel ilmnevad madalrõhkkondi on siiski osatsüklonid. Vaatamata sellele võib eeldada, et need mõjutavad kohalikku ilmastikku niiõelda iseseisvalt tekkinud tsüklonitega üsna sarnaselt.

Vaadeldava 55 aasta jooksul on nii tsüklonite arvukuse kui ka nende õhurõhu näitajates toimunud olulised muutused. Suurenenud on sügavate tsüklonite arv ja

osatahtsus, kuna samas tsüklonite koguarv pole oluliselt tõusnud. Keskmine õhurõhk ja rõhk vaatluspunktidest on langenud. Sarnane „käitumismuster” on iseloomulik Arktikas, so põhja pool 68°pl tekkinud madalrõhkkondadele (Sepp, Jaagus, 2007). Ka seal pole tsüklonite koguarv oluliselt muutunud, ent suurenenud on sügavate tsüklonite osatahtsus ning vähenenud õhurõhk. Arktikasse sisenevate tsüklonite puhul on nii nõrkade kui ka tugevate tsüklonite arv võrdeliselt kasvanud. Samas on viimati viidatud artiklis 68°pl lõunapool tekkinud madalrõhkkondadest analüüsitud vaid meridionaalsel suunal suhteliselt kaugele liikuvaid tsükcloneid, milliseid on koguhulgas üsnagi vähe. Seega ei saa midagi järeldada muutustest keskklaiuste kohalike (näiteks Läänemere) madalrõhkkondade aegridades.

Seosed NAO indeksite ja Tartu õhutemperatuuri ning sademetega olid mõneti oodatavad. NAO positiivse faasi puhul on Islandi miinimumi ja Assoori maksimumi õhurõhu gradient väga suur, millega kaasneb võimas õhuvool Atlandi ookeanilt Euroopa põhjaossa. Eestis kaasnevad sellega kõrgemad õhutemperatuurid ja keskmisest enam sademeid (Jaagus *et al*, 2001).

Läänemere tsüklonite seisukohalt tähendab NAO positiivne faas seda, et siin tekib vähem madalrõhkkondi, kuid need on keskmisest madalama õhurõhuga. Kui eeldada, et suur osa Läänemerel ilmnevatest madalrõhkkondadest on osatsüklonid, siis kõrge NAO indeksi korral on läänest kanduvad madalrõhkkonnad tugevamad ning liiguvad ise Läänemerele. Osatsükcloneid tekib vähem või on need peatsükloni mõjul ise oluliselt tugevamad. Viimane kehtib kindlasti talviste tsüklonite puhul.

Varasemast on selgunud, et erinevad NAO indeksid korreleeruvad Eesti ilmastikunäitajatega pisut erinevalt (Jaagus *et al*, 2001). Gibraltari andmetel põhinev indeks „tõotab” paremini talvel, kuna aga Ponta Delgada indeksi näitajad on talvel pisut nõrgemad, kuid see vastu näitab seoseid ka soojal poolaastal. Käesolevas töös sellist selget sesoonset vahet välja ei tulnud – mõlemad indeksid käitusid sarnaselt – seosed Läänemere tsüklonitega olid olulised peamiselt vaid talvel.

Üldiselt ongi atmosfääri üldise tsirkulatsiooni talvised korrelatsioonid kohalike ilmastikunäitajatega tugevamad kuna suvel tungivad tavaliselt esile lokaalsed mõjurid. Samale tendentsile viitavad ka eelpool esitatud korrelatsioonid Tartu õhutemperatuuri ja sademetega – talvel on seosed suhteliselt tugevad, suvel ja sügisel aga olematud. Väga tihti jäävad aasta keskmiste näitajate puhul prevaleerima külmal poolaastal ilmnevad tendentsid. Nii langevad ka antud juhul korrelatsioonid aasta keskmiste ja talve lõikes kokku. Läänemere tsüklonite rõhunäitajatega on õhutemperatuuri puhul seosed negatiivsed, sademetega positiivsed. See tähendab, mida tugevamad on madalrõhkkonnad, seda soojem ja sademeterikkam on Tartus ehk atmosfääri tsirkulatsiooni aspektist vaadatuna: seda enam kandub Eesti mandrialale keskmiselt soojemaid ja niiskemaid õhumasse. Kuigi seosed tsüklonite arvuga jäid tavaliselt nõrgaks, siis üldtendentsina toetavad need eelpooltoodut – mida enam esineb Läänemerel tekkinud tsükcloneid, seda soojem ja sademeterohkem on sinne ilm.

9. Kokkuvõte

Käesolevas töös vaadeldava perioodi 1948–2002 jooksul tekib Läänemere piirkonnas aastas keskmiselt 43 madalrõhumoodustist ja see arv pole lineaarse trendijoone järgi statistiliselt olulisel määral muutunud. Samas on ca 10% võrra suurenenud tugevate ehk selliste tsüklonite osakaal, mille keskmine rõhk jääb alla 1000 hPa. Kui perioodi alguses oli tugevaid madalrõhkkondi 36,3% koguhulgast, siis nüüd on see osatähtsus 46,6%.

Kõikide tsüklonite keskmise, aga eriti tugevate tsüklonite lõikes ilmneb õhurõhu vähenemistrend. Perioodi algusega võrreldes on viimaste kümnendite madalrõhkkonnad keskmiselt ca 2 hPa võrra sügavamad. Süvenemistendents ilmneb nii tsükloni keskmise rõhu kui ka tekke-, hääbumis-, põhjapoolseima ja sügavaima rõhuga vaatluspunkti lõikes.

Muutuste osas paistab silma talv, kus statistiliselt usaldusväärseid muutusi on teiste sesoonidega võrreldes enam ja need muutused on järsemad.

Korrelatsioonianalüüs näitab, et Läänemere tsüklonitel on teatav seos suuremastaabiliste tsirkulatsiooninäitajatega. Seos NAO indeksiga ilmneb tugevamalt talvel. Üldistatuna võib järeldada, et NAO positiivse faasi ehk tugevnenud läänevoo ajal tekib Läänemerel keskmisest vähem tsükloneid, ent need on oluliselt tugevamad. Eriti tugev negatiivne seos on NAO indeksi ja tsükloni tekkepunkti rõhu vahel.

Läänemere tsüklonite ja Tartu keskmise õhutemperatuuri ning sademete vahelistest seostest järeldub, et mida enam madalrõhkkondi tekib ja mida sügavamad need on, seda soojem ja sademeterikkam on siin ilm. Taas on silmapaistvalt tugevamad seosed just tsüklonite tekkepunkti rõhuga.

Tänuavaldused

Seda uurimust on toetanud Eesti Teadusfondi grant nr.5786.

Kirjandus

- Alexandersson, H., Schmith, T., Iden, K., Tuomenvirta, H., 1998. Long-term trend variations of the storm climate over NW Europe. *Global Atmos. Oc. System*, 6, 97-120.
- Bengtsson, L., Semenov, V.A., Johannessen, O.M., 2004. The Early twentieth-century warming in the Arctic – a possible mechanism. *J. Climate*, 17, 4045-4057.
- Gulev, S.K., Zolina, O., Grigoriev, S., 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*, 17, 795-809.
- Hurrell, J.W., van Loon, H., 1997. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Jaagus, J., Sepp, M., Tomingas, O., 2001. Atmosfääri suuremõõtmeline tsirkulatsioon kliima kujundajana Eestis ja kogu Euroopas. *EGS aastaraamat*, 33, 35-65.
- Jones, P.D., Jónsson T., Wheeler D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17, 1433-1450.
- Link, P., Post, P., 2007. Spatial and temporal variance of cyclones in the Baltic Sea region. Submitted to Proceedings from the 5th annual meeting of the European Meteorological Society Session AW8: Weather types classifications. COST Action 733, EU Publications Office.

- McCabe, G.J., Clark, M.P., Serreze, M.C., 2001. Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *J. Climate*, 14, 2763-2768.
- Omstedt, A., Pettersen, C., Rodhe, J., Winsor, P., 2004. Baltic Sea climate: 200 yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation. *Clim. Res.*, 25, 205-216.
- Pryor, S.C., Barthelmie, R.J., 2003. Long term variability of flow over the Baltic. *Int. J. Climatol.*, 23, 271-289.
- Rogers, J.C., 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of the Northern Europe. *J. Climate*, 10 (7), 1635-1647.
- Sepp, M., Post, P., Jaagus, J., 2005a. Long-term changes in the frequency of cyclones and their trajectories in Central and Northern Europe. *Nordic Hydrology*, 36, 297-309.
- Sepp, M., Post, P., Jaagus, J., 2005b. Tsüklonite esinemissageduse ja trajektooride pikaajaline muutumine Põhja- ja Kesk-Euroopas. *EGS aastaraamat*, 35, 221-239.
- Sepp, M., Jaagus, J., 2007. Muutused Arktika tsüklonite omadustes, liikumisteedes ja esinemissageduses perioodil 1948-2002. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 102, 32-52.
- Zhang, X., Walsh, J.E., Zhang, J., Bhatt, U.S., Ikeda, M., 2004. Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948–2002. *J. Climate*, 17, 2300-2317.

Changes in time series of cyclones formed over the Baltic Sea region and connections with the NAO and climate variables of Estonia

Mait Sepp

Institute of Geography, University of Tartu

Summary

The database of cyclones described by *Gulev et al* (2001) was used in the present study. Cyclones are presented by the geographical coordinates of their centres and SLP at these points. Baltic cyclones, which have formed within the Baltic region (in the present case the territory restricted by the lines with coordinates 70°N, 20°E - 60°N, 37°E - 50°N, 25°E - 50°N, 15°E - 55°N, 8°E - 60°N, 8°E - 70°N, 20°E), during the period of 1948-2002 are analysed.

Linear regression analysis is applied for detecting long-term changes. A linear trend is calculated for every time series and their significance level is found using the Student's t-test. Trends are considered statistically significant on $p < 0.05$. Time series of annual and seasonal mean values are formed.

Deep cyclones with minimum sea-level pressure below 1000 hPa and shallow cyclones were selected. To determine changes in the relations between deep and shallow cyclones, the percentage of deep cyclones among all cyclones was calculated.

The total number of cyclones which formed over the Baltic Sea region during 1948-2002 was 2372. It amounts to 1.8 per cent of the total number of cyclones over the Northern Hemisphere available in the database of cyclones (*Gulev et al*, 2001).

The mean annual number of Baltic cyclones is 43.1; the minimum number of cyclones – 29 – was observed in 1949 and 1953, and the maximum – 64 – was recorded in 1973. The seasonal maximum of Baltic cyclones appears in summer. The total number of cyclones formed in the Baltic Sea region has an increasing but insignificant trend. After dividing the cyclones into two groups – deep (mean pressure below 1000 hPa) and shallow (pressure above 1000 hPa) – significant changes and differences appeared in the time series of those cyclones. Time series of the deep cyclones indicate that their frequency has significantly increased during 1948-2002.

This change is very remarkable when taking into account that the annual mean number of deep cyclones was 17.9 (standard deviation 5.3) and their percentage in the total number of cyclones was 41.4, having increased by 10.3%.

The frequency and percentage of the shallow Baltic cyclones have decreased, correspondingly, but has not happened as fast as the increase in deep cyclones.

The mean sea-level pressure of all Baltic cyclones was 1000.7 hPa (standard deviation 1.5 hPa). It has significantly decreased (by 2.1 hPa) during the 55-year period.

Mean pressure of the deep Baltic cyclones was 993 hPa. It has a statistically significant decreasing trend while the change by trend was 2.2 hPa.

Seasonal changes in the frequency of cyclones and mean SLP are in line with general changes. But statistically significant changes occurred mostly in winter and spring.

Correlation analyses show a negative correlation between the NAO indexes and the frequency of Baltic cyclones and their air pressure variables. In case of high NAO indexes the number of cyclones, formed within Baltic region is smaller, but they are stronger. Also, a negative correlation occurred between the air pressure variables of cyclones and air temperature, and a positive one with precipitation in Estonia.

Muutused Arktika tsüklonite omadustes, liikumisteedes ja esinemissageduses perioodil 1948–2002

Mait Sepp, Jaak Jaagus
Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

1. Sissejuhatus

Polaaralad, kui Maa kliimasüsteemi olulised osised, on pidevalt olnud teadlaste tähelepanu all. Mõistmaks paremini pooluste rolli meie planeedil on varasemalt kolmel korral ellu kutsutud vastavad rahvusvahelised koostööprojektid – kahel korral Rahvusvahelise Polaaraasta (1882/83, 1932/33) ning Rahvusvahelise Geofüüsika Aasta (1957/58) egiidi all. Kuna tänapäeval on kliimamuutused teravalt päevakorral, siis aastateks 2007/2008 (õieti 1. märts 2007 – 1. märts 2009) on käivitatud järjekordne Polaaraasta. Senised tendentsid näitavad, et võimalik kliima soojenemine võib eriti drastiliselt mõjutada Arktika kliimat ja seeläbi hukutavalt mõjuda sealsele ökosüsteemile ning põlisrahvaste traditsioonilistele eluviisidele. Need kartused tulenevad tähelepanekutest, et viimase poole sajandi mõõtmised näitavad õhutemperatuuri tõusutendentsi, samuti on oluliselt vähenenud jääkatte ulatus ja selle paksus (Bengtsson *et al*, 2004, Jung *et al*, 2003).

20. sajandi teisel poolel ilmnunud soojenemine ei ole Arktikas esimene kirjeldatu. 1910–1930 täheldati praegusest isegi järsemat soojenemist. Järgnes õhutemperatuuri langusperiood 1940–1960ndatel, misjärel algas uus tõus ja jääkatte vähenemine (Bengtsson *et al*, 2004). Esimese soojenemise üheks võimalikuks põhjuseks peeti juba 1930ndatel tsüklonite arvu kasvu ja nende trajektooride muutumist. Muutuse algpõhjuseks arvati olevat päikeseaktiivsuse olulist tõusu (Vize, 1937). Viimastel kümnenditel on üldlevinult kliimamuutuste allikaks peetud antropogeenseid tegureid.

Teatavasti on polaaralad energeetilises mõttes negatiivse bilansiga. See tähendab, et seal toimub intensiivne jahtumine ja soojus kandub siia peamiselt keskklaiustelt ning kaugemaltki. Ekvatoriaal- ja polaaralade temperatuurikontrastid on üheks peamiseks hoovusi ja atmosfääri üldist tsirkulatsiooni käivitavaks jõuks. Võib öelda, et muutused Arktika keskkonnanäitajates viitavad muutustele kas hoovuste või atmosfääri tsirkulatsioonis.

Üheks tsirkulatsioonisüsteemi aktiivseks osaks on tsüklonid. Nende energiarohkete ja kiiresti liikuvate õhupööraste tõttu toimuvad külmemate õhumasside sissetungid väiksematele geograafilistele laiustele, aga samas ka soojemate õhumasside liikumine suurematele laiustele.

Et viimaste kümnendite kõige suurem õhutemperatuuri tõus on toimunud just põhja polaaraladel, siis pööratakse Arktika ja selle kliimat mõjutavate protsesside uurimisele erilist tähelepanu. Muuhulgas on mitmetel puhkudel põhjalikku käsitlemist leidnud ka Arktika ilmastikku mõjutavad tsüklonid. Nende uurimistööde aluseks on mitmete järelanalüüsi projektide nagu näiteks NCEP/NCAR või ERA-15 ja ERA-40 väljundid. Järelanalüüsil on koondatud eelnevate dekaadide vaatlusandmed, mis sisestatuna tänapäevastesse ilmaennustussüsteemidesse annavad tulemusena ülevaate õhurõhuväljast vaadeldava perioodi iga päeva kohta.

Nagu teada, oli Arktika enne satelliidiajastut vaatlusandmetega üsna hõredalt kaetud. Järelanalüüsi puhul kompenseerib Arktika vaatluste lünklikust modelleerimine. Ent nagu modelleerimise puhul ikka, jääb õhku tulemi usaldusväärsuse küsimus, käesoleva töö kontekstis nn satelliitide ajastule eelnevate (1950–60ndad) andmete osas.

Üldistatult viitavadki mitmed atmosfääriuurijate tööd sellele, et Arktika soojenemise põhjustajaks on muutused tsükлонаalsuses, st tsüklonite arvukuses ja tugevuses. Näiteks Zhang *et al* (2004) on põhjalikult analüüsinud perioodi 1948–2002 tsükлонаalsust Arktikas. Töö peamiseks järelduseks on see, et vaadeldaval perioodil on kesklauiustelt Arktikasse tunginud tsüklonite arvukus ja intensiivsus oluliselt tõusnud. Selline muutus viitab autorite arvates madalrõhkkondade trajektooride nihkele Arktikasse, mis ilmneb eriti selgelt suvekuudel.

McCabe *et al* (2001) uurisid perioodil 1959–1993 toimunud tsükлонаalsuse muutusi talvel. Analüüsi tulemused näitasid, et vaadeldaval perioodil on statistiliselt usaldusväärsel tasemel vähenenud tsüklonite esinemissagedus kesklauiustel ning oluliselt suurenenud kõrgematel laiustel. Mõlemas piirkonnas on madalrõhkkondade tugevus (intensiivsus) tõusnud. Artiklis on autorid leidnud, et üleilmne soojenemine võib kaasa tuua tsüklonite trajektooride nihkumise senisest põhja poole.

Serreze *et al* (2000) jõudsid järeldustele, et osaliselt kompenseerib 1970ndatest mandrite põhjaosas täheldatud talvede ja kevadete soojenemistendentsi jahenemine Põhja-Atlandi põhjaosas. Ka ligikaudu pool Põhja-Jäämere keskosas talvel ilmnevast soojenemist on võimalik seletada nihetega atmosfääri tsirkulatsioonis.

Gulev *et al* (2001) on perioodil 1958–1999 esinenud sügavate tsüklonite (tsüklonid, mille keskmes langeb rõhk eksistentsi jooksul vähemalt korra alla 1000 hPa) uurimisel jõudnud järgmiste järeldusteni. Vaikse ookeani lääneosas ja Atlandi ookeanil ilmneb tsüklonite intensiivsuse tõus ja õhurõhu vähenemine tsükloni keskmes. Vaikse ookeani idaosa ja Põhja-Ameerika kohal paistab silma vastusuunaline trend. Tsüklonite arv on tõusnud Arktika ja Vaikse ookeani lääneosas ning vähenenud Golfi hoovuse ja Vaikse ookeani lähispolaarsete alade kohal. Kokkuvõttes on suurenenud tsüklonite üldarv ning eriti sügavate ja pikaealiste tsüklonite hulk. Atlandi ookeani tsüklonite ja Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) indeksi vahel on tugev korrelatsioon ning see peegeldab üsna hästi 1970ndatel toimunud NAO toimekeskuste nihet (Jung *et al*, 2003), millega kaasnes Euroopasse jõudvate tsüklonite trajektooride nihe.

Brümmer *et al* (2000) on analüüsinud 60°pl põhjapoolle jääval alal viie aasta (1986–1991) tsüklonite andmeid. Mainitud töös on esitatud järeldused, et Arktika ookeani kohal on vähenenud õhurõhk, tsonaalse tsirkulatsiooni intensiivsus on kasvanud, Arktikas on kasvanud tsüklonite arv ja nende intensiivsus ning tsüklonite trajektoorid on nihkunud põhja poole. Tsüklonite trajektooride põhjapoolse nihkumist on täheldanud ka Orlanski (1998).

Nagu eelnevast ülevaatest selgus, jõuavad teadlased erinevate meetodite, aegride pikkuse, vaadeldava territooriumi jne kasutamisel mõneti erinevate lõpptulemusteni. Vahel esineb neis vasturääkivusi. Antud töö kontekstis on eriti oluline see, kuidas defineeritakse tsükloneid ning mis meetoditega jälgitakse tsüklonite trajektoore. Neid probleeme on põhjalikult analüüsinud O. Zolina ja S. Gulev (2002).

Vaatamata sellele, et erinevate meetoditega teostatud töid on keeruline võrrelda, võib kokkuvõtvalt teha järgmisi järeldusi. 20. sajandi teisel poolel Arktikas ilmnenud soojenemistendentsi üheks põhjustajaks on tsüklonite arvu tõus suurematel laiustel. Ilmselt on suurenenud nii Arktikas kohapeal tekkinud, ent eriti väiksematelt laiustelt sisse

tunginud madalrõhkkondade arv. Suurenenud on tsüklonite intensiivsus ja vähenenud rõhk nende keskmises – enam on tekkinud tugevaid ja pikaealisi madalrõhkkondi. Tsüklonid „eelistavad” senisest põhjapoolsemaid trajekte.

Üldiste muutuste taustal kerkib küsimus, kuidas need kajastuvad Arktikas liikuvate madalrõhkkondade elutsükli, erinevate omadustega tsüklonite arvukuses, osakaalus ja teistes tsüklonit kvalitatiivselt iseloomustavates näitajates. Madalrõhkkonna elutsükli kirjeldavad siin tsükloni tekke-, kõige madalama õhurõhuga, põhjapoolsem ja hääbumispunkt.

Käesoleva töö eesmärgiks on uurida võimalikke muutusi Arktikasse sisenevate ja seal tekkivate tsüklonite arvukuses ning nende elutsükli mõningates näitajates. Arktika basseini all mõistetakse käesolevas töös ala, mis jääb paralleelist 68°pl põhjapoolle. Piirjoon 68°pl on valitud empiiriliselt eristamaks kahte erinevat tsüklonite areaali. Arktika tsüklonid on madalrõhkkonnad, mis tekivad 68°pl põhja pool. Arktikasse tungivad tsüklonid (käesolevas töös nimetatud sisendtsüklonid) on madalrõhkkonnad, mis tekivad paralleelist 68°pl lõuna pool ning tungivad Arktika basseini.

2. Andmed ja meetodika

Käesolevas töös kasutatakse Moskvast, P.P. Shirshovi nim. Okeanologia Instituudis koostatud põhjapoolkera tsüklonite andmebaasi (Gulev *et al*, 2001). Sama andmebaasi on autorite poolt Eestis kasutatud ka varem (Sepp *et al*, 2005). Andmebaas sisaldab iga üksiku tsükloni keskmise asukoha ja meretasemele taandatud õhurõhu andmeid kuuetunnise ajavahemiku järel. Käesolevas töös nimetatakse neid kuuetunnise vahemiku järel fikseeritud andmeid vaatluspunktideks.

Algul sorteeriti andmebaasist välja nn sisendtsüklonid. Nende puhul on uuritud muutusi:

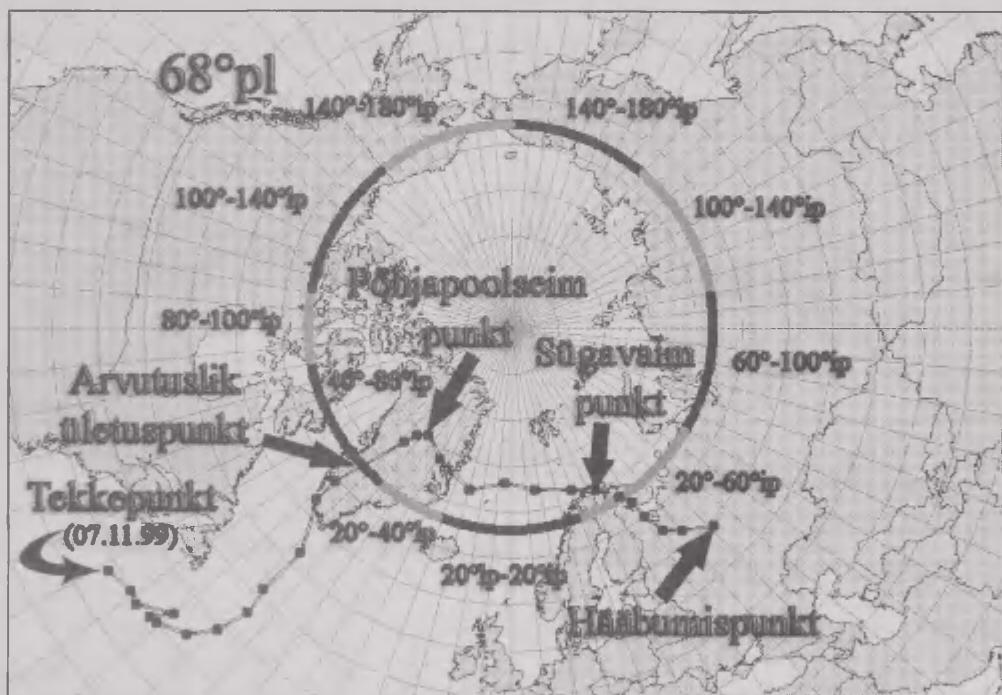
- 1) tsüklonite koguarvus. Eraldi vaadeldakse tsükloneid, mille tsentrite keskmine õhurõhk on alla 1000 hPa (nn sügavad tsüklonid) ja ületab või on võrdne 1000 hPa (nõrgad tsüklonid).
- 2) tsüklonite kestuses. Seda kirjeldab iga kuue tunni tagant fikseeritud vaatluspunktide arv.
- 3) tsükloni keskmises õhurõhus, so iga tsükloni vaatluspunktide rõhu keskmises.
- 4) tsükloni tekkepunkti parameetrites – õhurõhk, sügavate ja nõrkade tsüklonite tekkepunktide koguarv ja osakaal. Siin ja edaspidi käsitletakse sügavatena neid vaatluspunkte, kus õhurõhk jääb alla 1000 hPa ning nõrkadena neid, kus õhurõhk on suurem või võrdne kui 1000 hPa.
- 5) hääbumise, sügavaima õhurõhuga ja põhjapoolseima vaatluspunkti eelpoolmainitud parameetrites.

Lisaks on arvutuslikult leitud punkt paralleelil 68°pl, kust tsüklon siseneb Arktika basseini (joon. 1). Vastavalt ületuspunktile jagati tsüklonid sektorite kaupa gruppidesse. Sektorid on üldjuhul neljakümnekraadised (8 sektorit); sektori keskmises osas esineb tsükloneid tavaliselt mõnevõrra enam, äärtes aga on nende esinemissagedus väiksem. Gröönimaa kaguosas ilmneb tsüklonite esinemises 20kraadine miinimum. Teiseks sama laiaks sektoriks on valitud Kanada Arktika saarestiku kohale jääv 100–80°lp.

Muutuste uurimiseks on kasutatud regressioonanalüüsi. Iga aegrea kohta on arvutatud lineaarne trend ning selle statistilist usaldusväärsust on uuritud Studenti t -testiga. Statistiliselt usaldusväärseks loetakse antud juhul trende, mille korral $p < 0,05$.

Aegread moodustati uuritava muutuja aasta ja sesooni keskmistest. Näiteks arvutati tsüklonite hääbumispunkti õhurõhu aritmeetiline keskmine iga aasta kohta ja leiti trend ning selle statistiline usaldusväärsus perioodi 1948–2002 kohta. Sesonide puhul arvutati kolme kuu (vastavalt kevad – MAM, suvi – JJA, sügis – SON) keskmine ja leiti siis mainitud 55 aasta trend. Talve korral liideti eelneva aasta detsember järgneva aasta jaanuari ja veebruariga. Seetõttu on talve aegrida aasta võrra lühem.

Sügavate ja nõrkade vaatluspunktide osatähtsuse muutuste leidmiseks arvutati iga aasta ja aastaaja puhul näiteks sügavate tsükloni tekkepunktide osatähtsus tsüklonite aastase (sesooni) koguhulga suhtes protsentides. Seejärel arvutati 55 aasta kohta trendijoon ja kontrolliti leitud muutuse statistilist usaldusväärsust. Arktikas (so põhjapool 68°pl) tekkinud tsüklonite puhul vaadeldi täpselt samasuguseid parameetreid ja kasutati täpselt sama meetodikat, ent sektoriteks jaotamist ei toimunud.



Joon. 1. Uuritava ala kaart koos Arktika basseini piirijooneks valitud 68° põhjalaiusega, käesolevas töös kasutatavate sektoritega ning ühe tsükloni elutsüklit iseloomustavate punktidega.

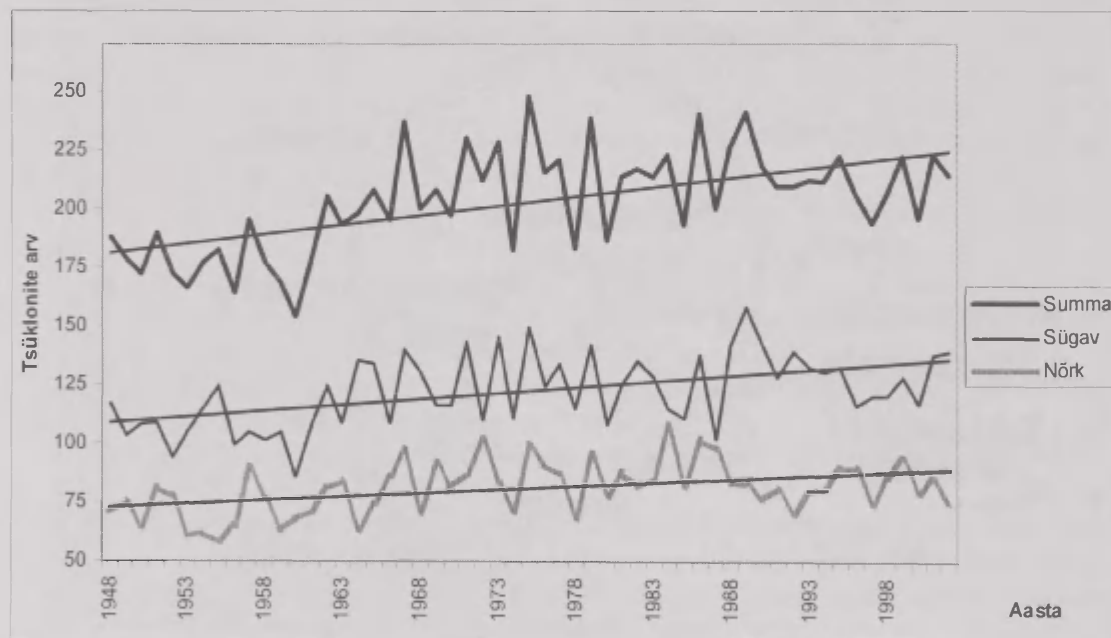
Fig. 1. The map of the study area with the 68°N borderline of the Arctic basin and its sectors used in this study, and characteristic points of the life cycle of a cyclone.

3. Tulemused

Arktikas liikuvate tsüklonite analüüs viitab küllaltki suurtele muutustele, mis vaadeldava 55 aasta jooksul on põhja polaaraladel toimunud. Selgelt eristuvad muutused Arktikas tekkinud ja nn sisendtsüklonite aegridades. Järgnevalt vaatleme perioodil 1948–2002 toimunud arenguid detailsemalt.

3.1. Muutused sisendtsüklonite statistikutes

Perioodil 1948–2002 ületas paralleeli 68°pl lõunast põhja kokku 11154 tsüklonit. See on 8,4% meie poolt kasutatava andmebaasi tsüklonite koguarvust (sh Arktikas tekkinud ja sisendtsüklonid), mis põhja poolkeral samal perioodil esines. Seega tungib Arktika basseini aastas keskmiselt 202,8 tsüklonit (standardhälve $Sd=21,8$). Sisendtsüklonite arv on vaadeldava 55 aasta jooksul trendijoone järgi statistiliselt usaldusväärselt suurenenud 43,9 tsükloni võrra (joon. 2). See tähendab, et trendijoone järgi esines perioodi alguses ümardatult 181 ja perioodi lõpus 224 tsüklonit aastas. Tsüklonite esinemissageduse miinimumaastaks oli 1960 (154) ja maksimumiks 1975 (248 tsüklonit).



Joon. 2. Sisendtsüklonite arvu aegread ja nende trendijooned. Sügav – tsüklonid, mille keskmine rõhk on alla 1000 hPa. Nõrk – tsüklonid, mille keskmine rõhk on võrdne või ületab 1000 hPa. Kõik kolm trendi on statistiliselt olulised $p<0,05$ tasemel.

Fig. 2. Time series of the entering cyclones and their linear trendlines. Sügav – deep cyclones with mean SLP in their centre below 1000 hPa. Nõrk – weak cyclones with mean SLP in their centre equal to or above 1000 hPa. All three trends are statistically significant on the $p<0.05$ level.

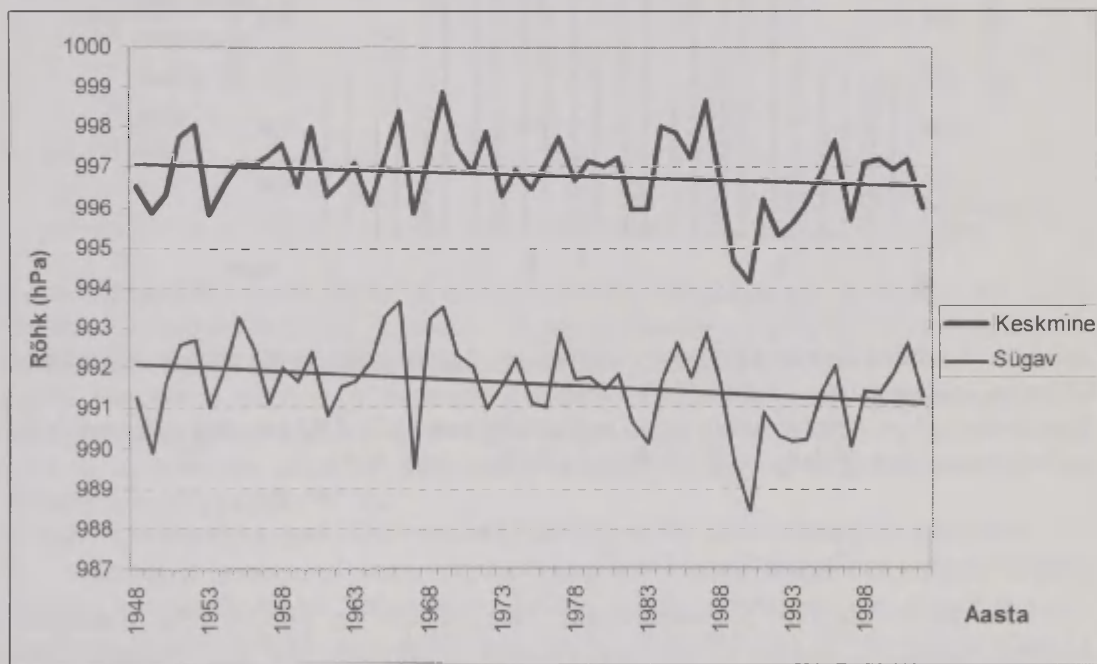
Samal perioodil on kogu andmebaasis leiduvate tsüklonite arv trendijooone järgi samuti kasvanud 41 tsükloni võrra, ent see tõus pole statistiliselt usaldusväärne. Keskmiselt esineb põhjapoolkeral 2415 tsüklonit aastas. Miinimumaasta oli 1956 (2297 tsüklonit), maksimum 2001 (2570).

Sisendtsüklonite keskmine eluiga vaatluspunktide arvuna on 19,4 ($Sd=0,9$). See on ligikaudu 116 tundi ehk peaaegu 5 ööpäeva. Trendijooone järgi on eluiga lühenenud ca 3 tunni võrra, kuid see trend pole statistiliselt usaldusväärne. Muutused elueas jäävad erinevates tsüklonite aegridades harilikult väheolulisteks.

Arktikasse sisenevate tsüklonite keskmine õhurõhk meretasemel oli 996,8 hPa ($Sd=0,9$). Vaadeldava perioodi jooksul pole selles näitajas statistiliselt usaldusväärset muutust toimunud.

Uurides eraldi sügavaid ja nõrku tsükcloneid, siis ilmneb mõlemate arvu oluline suurenemine. See on tsüklonite arvu üldise suurenemise taustal loomulik. Kummagi rühma protsentuaalne osatähtsus üldhulgas pole muutunud – sügavaid tsükcloneid on koguhulgast keskmiselt 60,1% ($Sd=3,9$) ja nõrku vastavalt 39,9%.

Sügavate tsüklonite puhul ilmneb keskmise õhurõhu statistiliselt usaldusväärne vähenemistrend. Perioodi keskmine rõhk on sügavatel tsüklonitel 991,6 hPa ning trendijooone järgi on tsüklonid süvenenud 1 hPa võrra (joon. 3).

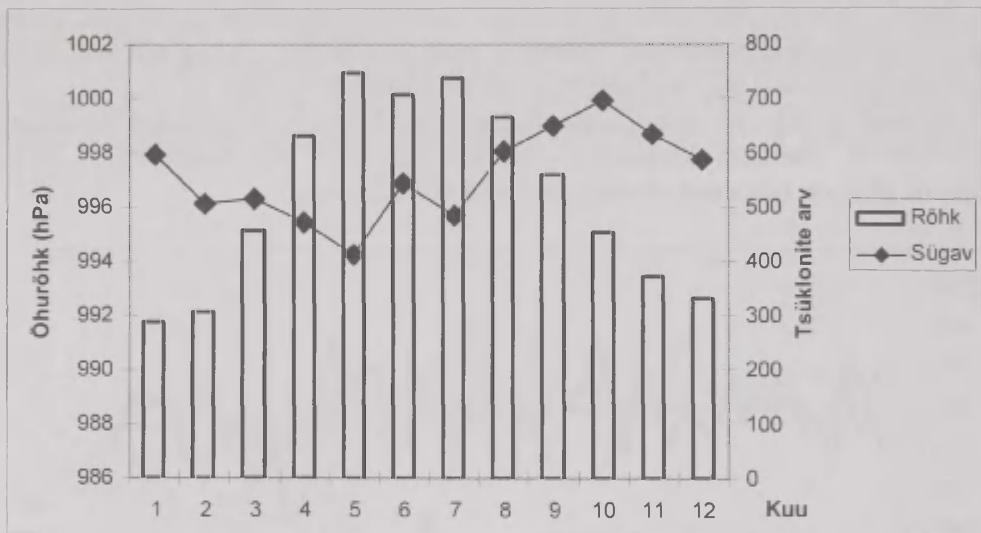


Joon. 3. Kõigi sisendtsüklonite ja sügavate tsüklonite keskmise õhurõhu aegread ja lineaarsed trendid perioodil 1948–2002. Statistiliselt usaldusväärne on vaid sügavate tsüklonite trend.

Fig. 3. Time series of mean SLP of all entering cyclones (keskmine) and of deep cyclones (sügav) and their trendlines during 1948–2002. Only the trend of deep cyclones is statistically significant.

Üldjoontes järgivad sesoonsed muutused eelpool välja toodud trende. Silmapaistvalt enam ilmneb statistiliselt usaldusväärseid trende talvel. Seda nii sügavate tsüklonite esinemissageduse tõusu, kui ka nende keskmise rõhu vähenemise osas. Koguarvu tõus trendijoonel järgi on suurim suvel, ent talvel on tsüklonite vähesuse arvu tõttu (joon. 4) muutus järsem. Kuna talve aegridades ilmneb suur varieeruvus – standardhälve ületab tihti muutust trendi järgi, siis mõningatel juhtudel pole trendid, mille absoluutväärtus ületab teiste aastaaegade vastavaid väärtusi, statistiliselt usaldusväärsed. Peamiselt on tegu õhurõhu muutusi kirjeldavate trendidega.

Kevadised trendid jälgivad talvist mustrit, kuid pole nii tugevad. Kuigi tsükloneid esineb suvel ja sügisel oluliselt enam on need üldiselt nõrgemad ning ka usaldusväärseid trende on siis suhteliselt vähe.



Joon. 4. Sisendtsüklonite keskmise õhurõhu ja sügavate tsüklonite arvu kuu keskmiste väärtuste aastane käik perioodil 1948–2002.

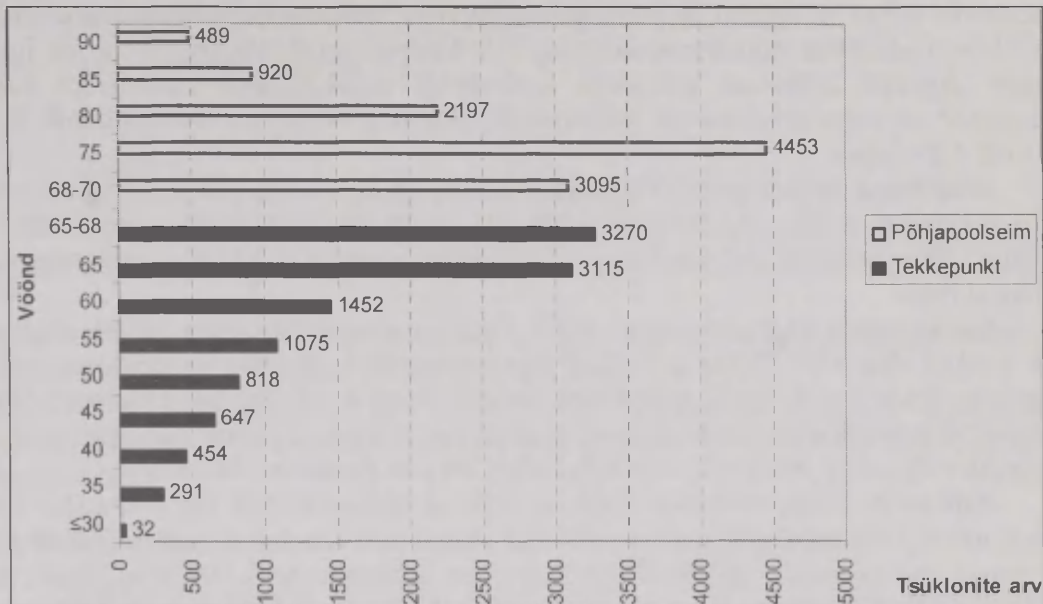
Fig. 4. Annual curve of monthly mean values of mean SLP of all entering cyclones (rõhk) and of the number of deep cyclones (sügav) during 1948–2002.

3.2. Muutused sisendtsüklonite tekke- ja hääbumispunktide ning sügavaima rõhuga ja põhjapoolseima punkti karakteristikutes

Keskmine õhurõhk sisendtsüklonite tekkepunktis on 1000,4 hPa. Vaadeldava 55aastase perioodi jooksul ei ole see oluliselt muutunud. Kui aga vaadelda eraldi tsükloneid, mille esimese vaatluspunkti rõhk jääb kas alla 1000 hPa või ületab seda, st vastavalt sügavaid ja nõrku tekkepunkte, siis ilmnevad teatavad muutused. Sügavate tekkepunktide osas, mis moodustavad 41,1% kõigi sisendtsüklonite tekkepunktidest, tuleb selgelt esile statistiliselt usaldusväärne tsüklonite arvu tõus (trendijoonel järgi 15,3 tsükloni võrra) ning keskmise õhurõhu langemine 1,3 hPa võrra. Nõrkade tekkepunktide (kokku 6569) puhul tuleb välja vaid üldarvu tõus (28,6 võrra). Usaldusväärseid muutusi õhurõhu osas ei ilmne. Siinjuures on oluline, et sügavate ja nõrkade tekkepunktidega tsüklonite omavaheline protsendiline osakaal oluliselt ei muutu (sügavate osakaal on vähenenud 1,6% võrra, kuid see pole statistiliselt usaldusväärne).

Peab silmas pidama, et 57,2% sisendtsüklonitest tekib meie poolt piiriks valitud paralleeli 68°pl vahetusse lähedusse jääva 8° vahemikus (60–68°pl). Piirile lähimas kolmekraadises vööndis (65–68°pl) tekib omakorda üle poole (51,2%) mainitud kaheksakraadisel alal tekkinud tsüklonitest (joon. 5).

Sisendtsüklonid moodustavad kõikidest vahemikus 60–68°pl tekkinud tsükcloneist 32,9%. See tähendab, et vaid kolmandik madalrõhkkondadest pöördub peale tekkimist põhjakaartesse ja siseneb Arktika basseini.



Joon. 5. Sisendtsüklonite tekke- ja põhjapoolseimate punktide arv perioodil 1948–2002 viiekraadiste vööndite kaupa. Erandiks on tekkepunktide kolmekraadine vahemik (65–68°pl) ja põhjapoolseimate punktide kahekraadine vahemik (68–70°pl).

Fig. 5. Number of the first (tekkepunkt) and the northernmost points (põhjapoolseim) of the entering cyclones divided by 5-degree zones during 1948–2002. As an exception, there is a 3-degree zone of first points (65–68°N) and a 2-degree zone of the northernmost points (68–70°N).

Mõningad erinevused ilmnevad, kui vaadelda eraldi lõunapool ja põhjapool 60°pl tekkinud sisendtsükcloneid. Vahemikus 60–68°pl tekkinud tsüklonid on sisendtsüklonite koguhulgaga võrreldes kõrgema keskmise õhurõhuga (998,7 hPa, $Sd=1$). Väiksem on ka sügavate tsüklonite osatähtsus (49,3%). Peale madalrõhkkondade koguarvu tõusu pole vaadeldava ala nõrkade ja sügavate tsüklonite aegridades olulisi muutusi toimunud.

Seevastu lõunapool 60°pl tekkinud tsüklonite keskmine õhurõhk on koguhulga keskmisest madalam (994,3 hPa, $Sd=1,1$) ning sügavate tsüklonite osakaal on oluliselt kõrgem – 74,7%. Sarnaselt põhjapool tekkinud tsüklonitega on vaadeldaval perioodil lõuna sisendtsüklonite arv tunduvalt suurenenud, kuid sügavate ja nõrkade tsüklonite osakaalu suhe jällegi säilinud. Seevastu on statistiliselt oluliselt vähenenud keskmine rõhk (1,3 hPa võrra). Süvenemine on toimunud sügavate tsüklonite arvelt. Nõrkade tsüklonite keskmine rõhk usaldusväärsed muutusi ei näita.

Seega langevad muutused tsüklonite tekkepunktidest üldjoontes kokku eelpool kirjeldatud tsüklonite arvu ja keskmise rõhu trendidega. Seda ka sesoonsete muutuste osas. Siin ja edaspidi tuleb siiski silmas pida, et tsükloni keskmise rõhu järgi sügavateks ja nõrkadeks jagatud tsüklonid ei pruugi alati olla samad, mis sügavad ja nõrgad tsüklonid tekke- jt punktide järgi jagatuna. See on ka peamine põhjus, miks vaatluspunktide aegread mõnevõrra erinevad üldistest trendidest.

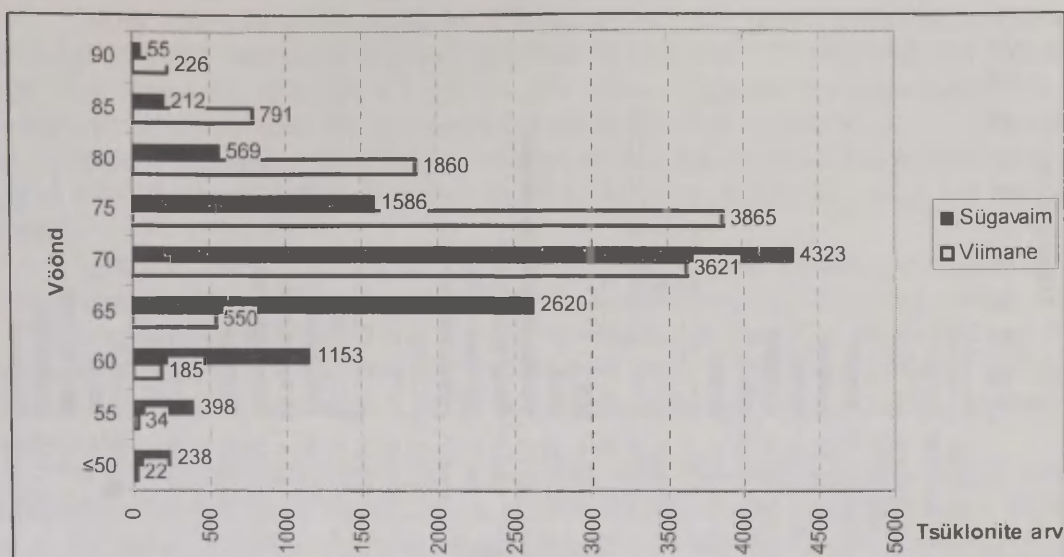
Sisendtsüklonite hääbumispunktis on keskmine õhurõhk 1002,5 hPa ($Sd=1$). Trendijoone järgi pole see oluliselt muutunud. Muutunud pole ka keskmine rõhk vaadelduna nõrga ja sügava hääbumispunkti tasemel. Tsüklonite üldarvu suurenemise taustal on loomulikult suurenenud mõlemat liiki hääbumispunktide arv. Ent antud juhul ilmneb sügavalt hääbunud tsüklonite statistiliselt usaldusväärne osatähtsuse kasv. Keskmiselt on sügavalt hääbunud tsükcloneid 33,5% ning osatähtsus on trendijoone järgi tõusnud 4,5% võrra.

Madalaima õhurõhuga punkti keskmine rõhk on 988,3 hPa ($Sd=1,3$). Tsükcloneid, mille sügavaima punkti rõhk jääb alla 1000 hPa, on 81,6%. Statistiliselt usaldusväärseid muutusi sügavate punktide osatähtsuse või õhurõhu aegridades kõikide tsüklonite osas kokku ei ilmne.

Samas tervelt 94,8% lõunapool 60°pl sündinud sisendtsüklonitest langeb sügavaimas punktis rõhk alla 1000 hPa. Selliste sügavate punktide õhurõhk on madalam (981,4 hPa) ning nende puhul ilmneb statistiliselt usaldusväärne trend rõhu langemisele (2 hPa). Põhjapoolsema tekkega tsüklonitel on madalaima rõhuga sügavate punktide osakaal vastavalt väiksem ja nende rõhk seal mõnevõrra kõrgem (keskmine 987,8 hPa).

Tsüklonite põhjapoolseimas vaatluspunktis on keskmine rõhk 999,4 hPa ($Sd=1,1$). Trend näitab selle mõningat süvenemist, kuid statistiliselt ebaolulisel määral. Lõunapool 60°pl tekkinud tsüklonite põhjapoolseimas punktis (keskmine rõhk 998 hPa) ilmneb aga statistiliselt usaldusväärne õhurõhu langustrend (1,9 hPa võrra). Õhurõhu vähenemistrend tuleb eriti selgelt välja sügavate ($p<1000$ hPa) põhjapoolseimate punktide osas. Seda nii kõikide sisendtsüklonite osas (keskmine rõhk 990,7 hPa, trend -1,2 hPa), kuid eriti just lõunapool 60°pl tekkinute puhul (keskmine rõhk 990,2 hPa, trend -1,6 hPa). Madal-rõhkkonnad, mille põhjapoolsed punktid on sügavad, moodustavad 45,3% tsüklonite koguarvust.

Eelpoolt selgus, et ligi pooled sisendtsükcloneist tekivad vahetult meie poolt valitud piirijoone läheduses. Suur osa sisendtsükcloneist ka hääbub vahetult 68°pl lähedal – 32,5% vahemikus 65–70°pl. Teine kolmandik hääbub vahemikus 70–75°pl. Seda, et meid huvitav vaatluspunkt asub piiriparalleeli vahetus läheduses, võib täheldada nii sügavaima, kui ka põhjapoolseima vaatluspunkti puhul. 38,8% sügavaimatest punktidest jääb vahemikku 65–70°pl. 27,7% tsüklonite põhjapoolseim punkt asub vahemikus 68–70°pl (joon. 5 ja 6). Jääb mulje, et suur osa sisendtsüklonite elutegevus kulgebki vaid valitud piiri lähedal. Tegelikult ainult 8,6% sisendtsüklonitest tekib, hääbub, on sügavaim ja ei jõua põhjapoolse vahemikust 65–70°pl. 39,6% tsükcloneist jääb kogu eksistentsiks vahemikku 60–75°pl.



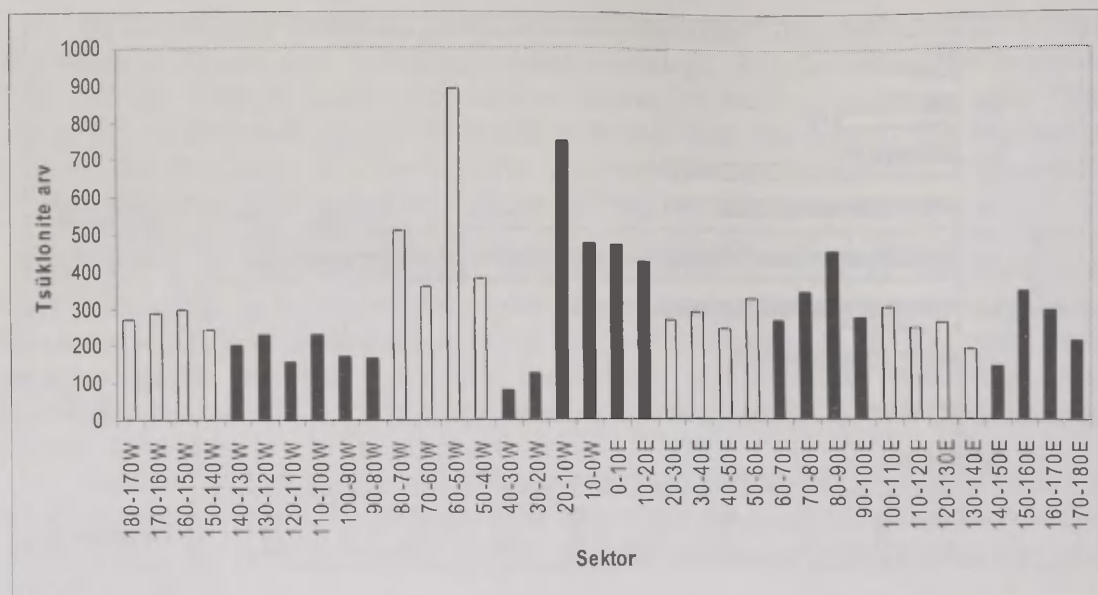
Joon. 6. Sisendtsüklonite sügavaima rõhuga vaatluspunktide ja hääbumispunktide arv perioodil 1948–2002 viiekraadiste vööndite kaupa.

Fig. 6. Number of tracking points with the lowest SLP (sügavaim) and of the last tracking points (viimane) of the entering cyclones during the period 1948–2002 divided by 5-degree zones.

3.3. Muutused tsüklonites, mis sisenevad Arktikasse erinevates sektorites

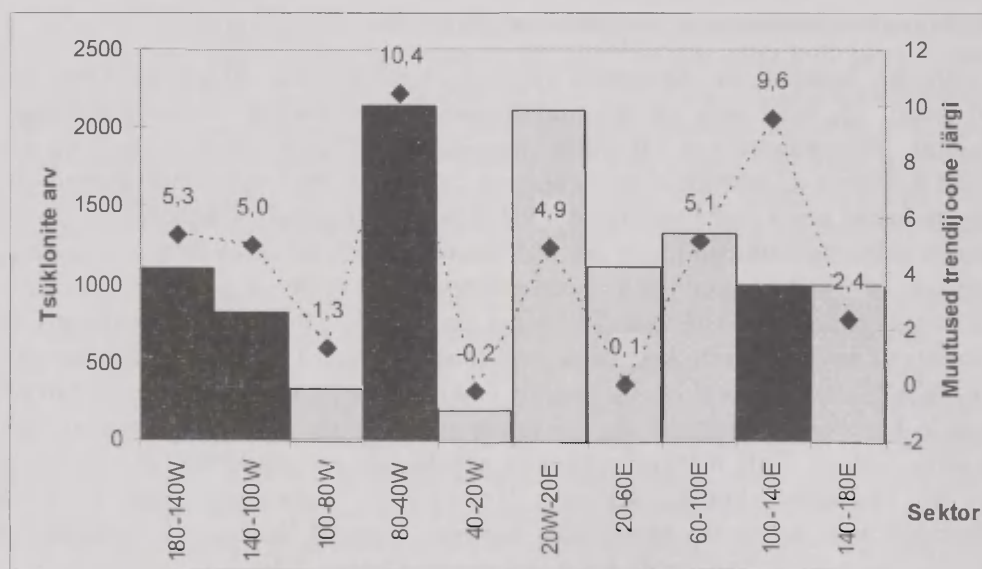
Arktika basseini on sisenenud tsükcloneid erinevatest sektoritest väga erineval hulgal (joon. 7). Eriti suur on see olnud pikkuse vahemikes 50–60°lp (Davise väin Gröönimaa läänerannikul) ja 10–20°lp, mis hõlmab Põhja-Atlandi Islandi piirkonnas. Jooniselt 8 nähtub, et enamikus sektoritest on tsüklonite arv vaadeldava perioodi jooksul suurenenud. Ent poolkeral lisandunud 43,9 tsüklonit ei jagune sektorite vahel võrdselt. Enamuses sektoritest on tsüklonite arv küll suurenenud, kuid mitte kõigis pole muutused statistiliselt olulised. Statistiliselt usaldusväärsete trendide järgi on eelnevast enam Arktika basseini hakanud tsükcloneid tungima üle Beringi väina, Alaska ja Kanada idaosa. Silmapaistvalt palju siseneb Arktikasse tsükcloneid mööda Gröönimaa läänerannikut üle Baffini lahe. Selles sektoris on ka suurim tsüklonite arvu suurenemistrend. Gröönimaa keskosa ja kaguranniku sektoris on tsüklonite arv 55 aasta jooksul vähenenud, kuid see trend pole oluline. Eriti märkimisväärseks muutuseks on tsüklonite arvu suurenemine Kesk- ja Ida-Siberi kohal (sektoris 100–140°lp). Suhteliselt väikese tsüklonite esinemissageduse juures on vaadeldava perioodi jooksul lisandunud suhteliselt kõige enam tsükcloneid. Sisendtsüklonite arv on tõusnud ka Põhja-Atlandil.

Kui uurida erinevaid, juba eelpool käsitletud trende sektorite kaupa, siis statistiliselt usaldusväärseid muutusi on üldiselt vähe. Enam esineb neid sektorites, kus usaldusväärset on suurenenud ka sisendtsüklonite üldarv. Ent need trendid puudutavad tavaliselt vaid sügavate või nõrkade vaatluspunktide arvu kasvu ning seega ei anna juurde olulist informatsiooni.



Joon. 7. 68°pl paralleeli ületavate sisendtsüklonite jaotumine kümnekraadiliste sektorite vahel perioodil 1948–2002.

Fig. 7. Distribution of numbers of cyclones crossing 68°N from the south to the north during 1948–2002 divided by 10-degree sectors.



Joon. 8. Perioodil 1948–2002 paralleeli 68°pl lõunast põhja ületanud tsüklonite koguarv sektorite kaupa (tulbad) ja selle muutus trendijooone järgi (rombid). Mustaga tähistatud tulbad on sektorid, kus muutus on statistiliselt usaldusväärne $p < 0,05$ tasemel.

Fig. 8. Number of cyclones crossing 68°N from the south to the north and their changes by trend during 1948–2002 divided by sectors. Black columns indicate statistically significant changes on $p < 0.05$ level.

Sektor 100–140°ip paistab silma sellega, et sealt läbi läinud tsüklonite põhjapoolseimates ja kõige madalama rõhuga punktides on keskmine õhurõhk perioodi algusega võrreldes langenud vastavalt 2,7 ja 2,6 hPa võrra. Sügavate vaatluspunktide arv ja osatähtsus on samuti oluliselt suurenenud (trendijoone järgi 16,6% võrra). 2,2 hPa võrra on vähenenud sügavaima õhurõhuga vaatluspunkti keskmine rõhk. Trendijoone järgi on antud sektorit läbivad tsüklonid nüüd ligi 22 tunni võrra pikema kestusega kui perioodi alguses.

Sektorile 100–140°ip iseloomulik tsüklonite süvenemise tendents on täheldatav ka selle läänepoolsetes naabersektorites 20–60°ip ja 60–100°ip. Eriti viimase puhul tuleb välja sügavate vaatluspunktide oluline osakaalu tõus ja seal õhurõhu vähenemine ca 3 hPa võrra. Need trendid viitavad olulistele muutustele Lääne- ja Ida-Siberi põhjaosa läbivates tsüklonites. Siin on varasemast enam sügavaid tsükcloneid ning need on keskmiselt tugevamad.

Kuigi Beringi väina ja Alaska kohalt (sektorite 180–140°lp ja 140–100°lp) Arktikasse tungivate tsüklonite aegridades on usaldusväärseid trende vähe, võib nende üksikute ja ülejäänud trendide üldsuuna alusel järeldada, et siin on hoopis tõusnud nõrkade tsüklonite osatähtsus ning nende õhurõhk on pisut tõusnud.

Kui uurida sektorite andmeid aastaegade kaupa, siis regressioonanalüüs siin üldiselt ennast ei õigusta. Sellisel täpsusastmel muutuvad aegread hõredateks – paljudel aastatel vastavate omadustega tsüklonid üldse puuduvad või neid on üksikult. Sellest tulenevalt pole aegread normaaljaotusega ja standardhälve on suur.

Nende väheste statistiliselt usaldusväärsete trendide järgi otsustades ilmnevad talvel üldiselt sarnased tendentsid, nagu poolkera kohta kokku – tsüklonite koguarv suureneb, keskmine õhurõhk tsüklonite vaatluspunktides langeb, sügavate vaatluspunktide osakaalu tõuseb. Peamiselt on mainitud muutused olulised Siberi kohale jäävates sektorites.

Kevadel on usaldusväärsed trendid väga haruldased. Välja võiks tuua kaks sektorit: 20–60°ip (Põhja-Euroopa) ja 80–40°ip (Baffini laht). Esimeses ilmneb tekkepunkti keskmise rõhu vähenemine ning sügavate tekkepunktide osakaalu oluline tõus, samuti keskmise õhurõhu langus sügavaimas vaatluspunktis. Baffini lahe kohal on tsüklonite koguarv kevadel tõusnud 3,3 tsükloni võrra (keskmine 9,2). Teisalt on seal täheldatav nõrgalt tekkinud tsüklonite koguarvu ning sügavalt tekkinud tsüklonite keskmise õhurõhu kasv.

Kogu poolkera mõõtmetes esineb suvel olulisi trende vähe. Sektorite kaupa vaadeldes ilmneb, et suvel on statistiliselt usaldusväärseid trende üllatuslikult kõige enam. Olematud trendid poolkera mastaabis on tingitud sellest, et erinevate sektorite trendide suunad on vastupidised. Üsna selgelt eristuvad poolkera ida- (sektorid 20°lp – 20°ip kuni 180–140°ip) ja lääneosa (180–140°lp kuni 40–20°lp). Idapoollel on märgatav sisendtsüklonite üldised tendentsid – tsüklonite keskmise õhurõhu langemine ja sügavate vaatluspunktide osakaalu tõus. Läänepoollel ilmnevad vastupidised trendid – nõrkade vaatluspunktide osatähtsuse ja keskmise õhurõhu tõus.

Silmapaistvateks ja vastandlikeks sektoriteks on 100–140°ip (Siber) ning 180–140°lp (Alaska, Tšukotka). Esimeses on tsüklonite koguarv suurenenud 3,2 võrra (keskmine tsüklonite arv suvel on 7,3); siin on selgelt näha tsüklonite süvenemistendentsid. Lisaks on seda sektorit läbivate tsüklonite eluiga suvel tõusnud perioodi algusega võrreldes pea kahe ja poole ööpäeva võrra. Teises sektoris on samuti tsüklonite

koguarv suurenenud, ent selgelt nõrgana sündinud tsüklonite arvel. Tekke- ja hääbumis-punktis on keskmine õhurõhk tõusnud.

Sarnaselt kevadega on ka sügisel suhteliselt vähe usaldusväärseid trende. Taas paistab silma sektor 100–140°ip, kus ainsana teiste hulgast on suurenenud tsüklonite arv. Trendijoone järgi esineb nüüd Kesk-Siberi kohal sügiseti 3,6 tsüklonit enam, kui perioodi alguses. Seega, kui 1940ndate lõpus oli seal sügisel ca 1–2 tsüklonit, siis nüüd 5–6.

3.4. Muutused Arktikas tekkinud tsüklonites

Kokku on perioodil 1948–2002 põhjapool 68°pl tekkinud 18233 tsüklonit. See moodustab 13,7% kõikidest kasutatava andmebaasi tsüklonitest. Aastas tekib Arktikas keskmiselt 331,5 tsüklonit ($Sd=24,1$). Ka Arktika tsüklonite koguarvu aegreas on tõusutendents, ent see trend pole statistiliselt usaldusväärne. Tsüklonite esinemissageduse miinimumaastaks oli 1955 (287) ja maksimumiks 2001 (402 tsüklonit).

Nagu sisendtsüklonite puhul, ei ilmne ka siin tsüklonite kestuse muutust. Võib vaid märkida, et Arktika tsüklonid eksisteerivad keskmiselt pea kaks korda lühemat aega kui sisendtsüklonid – 10,6 kuuettunnist vaatlusperioodi ehk 63,6 tundi.

Arktika basseinis tekkinud tsüklonite keskmine rõhk on vaadeldava perioodil 1001,6 hPa ($Sd=1,2$). 55 aasta trend näitab rõhu statistiliselt usaldusväärset vähenemist 2,5 hPa võrra.

Nagu eespool mainitud, ei ole Arktika tsüklonite üldarv muutunud. Ent nagu ka edaspidi vaatluspunktide analüüsist selgub, ilmneb väga oluline erinevus siis, kui käsitleme eraldi sügavaid ja nõrku tsükloneid. Tsükloni keskmise õhurõhu puhul on 1000 hPa piir samuti väga oluliste erinevuste rajajooneks.

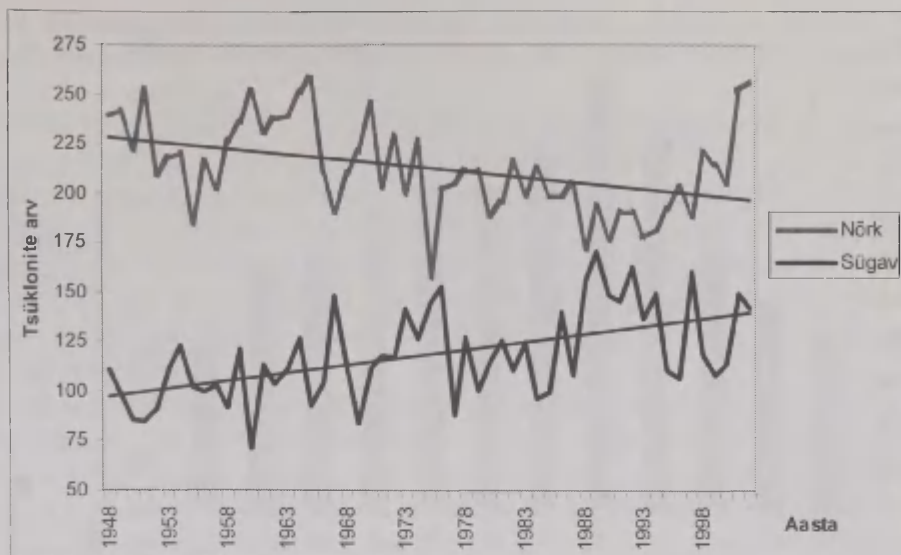
Sügavate tsüklonite ($p<1000$ hPa) aegridadest paistab, et nende arv on oluliselt tõusnud – trendijoone järgi 43,4 madalrõhkkonna võrra. Arvestades, et aastas esineb sügavaid tsükloneid keskmiselt 118,8 ($Sd=23,1$) ja nende osakaal kõikide madalrõhk-kondade osas on 35,8% ($Sd=6,1$), siis on lisandunute hulk silmapaistev. Statistiliselt usaldusväärselt on sügavate tsüklonite osatähtsuse protsent 11,7 võrra tõusnud (joon. 9).

Arktikas tekkinud sügavate tsüklonite keskmine õhurõhk on madalam kui sügavatel sisendtsüklonitel. Kui sisendtsüklonite võimsama osa – lõunapool 60°pl tekkinud sügavate tsüklonite keskmine rõhk on 994,3 hPa, siis Arktikas tekkinud sügavatel tsüklonitel on see 993 hPa ($Sd=1$). Viimasel juhul näitab rõhk suhteliselt suurt ja statistiliselt usaldusväärset vähenemistrendi 1,9 hPa võrra (joon. 10).

Vastavalt on nõrkade tsüklonite arv ja osakaal usaldusväärselt vähenenud. Siiski pole nende vähenemistrend nii järsk, kui sügavate tõus – nõrku tsükloneid on vähemaks jäänud 31,5 võrra. Muutusi keskmises õhurõhus pole.

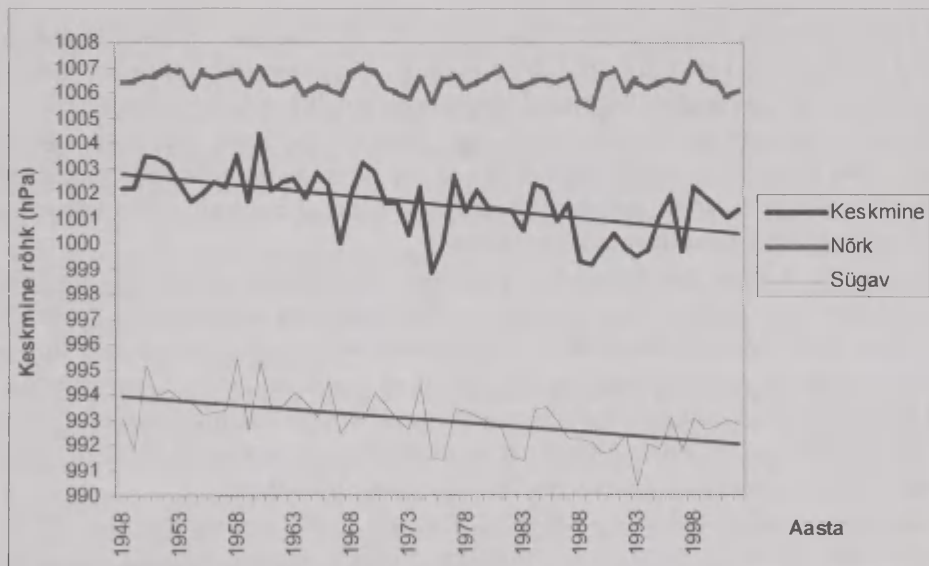
Kui Arktika sügavad tsüklonid on sisendtsükcloneist keskmiselt tugevamad, siis nõrgad tsüklonid on nõrgemad. Arktikas tekkinud nõrkade tsüklonite keskmine rõhk on 1006,5 hPa ($Sd=0,4$). Võrdluseks, vahemikus 60–68°pl tekkinud nõrkade sisendtsüklonite keskmine õhurõhk on 1005,3 hPa.

Aastasiseselt muutub Arktika tsüklonite keskmine õhurõhk vastavalt tsüklonite arvu sesoonsete muutustega – suvel on tsüklonite arv ja rõhk kõrgem, talvel aga vastavalt tsüklonite arv ja keskmine rõhk madal. Selline käik ühtib hästi sügavate tsüklonite esinemissagedusega (joon. 11).



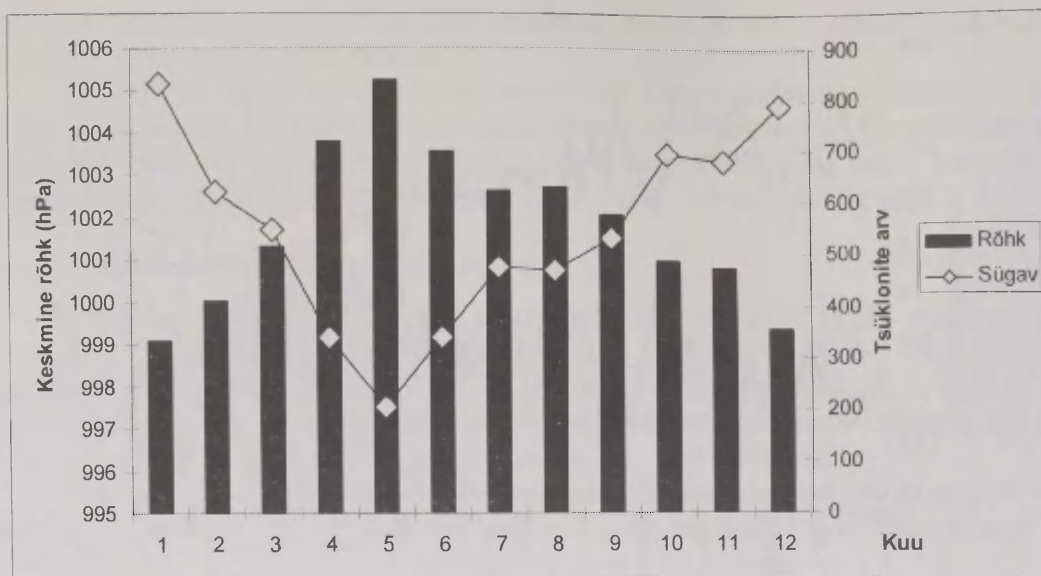
Joon. 9. Arktikas (põhjapool 68°pl) tekkinud sügavate ja nõrkade tsüklonite aegrida ja trendijoon. Mõlemad trendid on statistiliselt usaldusväärsed.

Fig. 9. Time series of deep (sügav) and weak (nõrk) Arctic cyclones and their linear trendlines. Both trends are statistically significant.



Joon. 10. Arktikas tekkinud tsüklonite keskmise õhurõhu aegrida ja selle trendijoon. Eraldi on välja toodud sügavate ja nõrkade tsüklonite õhurõhu aegrida. Viimase puhul pole trend statistiliselt usaldusväärne.

Fig. 10. Time series of mean SLP of Arctic cyclones (keskmise) and their linear trendlines. Time series of deep (sügav) and weak (nõrk) cyclones are presented. Trend is insignificant in the last case.



Joon. 11. Arktika tsüklonite keskmine õhurõhk ja perioodil 1948–2002 esinenud sügavate tsüklonite arv kuude kaupa.

Fig. 11. Annual curve of mean SLP of the deep Arctic cyclones (rõhk) and of their mean number during 1948–2002.

Talvised trendid ühtivad üldkogumi vastavate trendidega – tsüklonite üldarv ei ole muutunud, kuid nende keskmine rõhk on langenud. Sügavate tsüklonite arv ja osatähtsus on suurenenud, keskmine rõhk langenud ning nõrkade tsüklonite arv vähenenud.

Kevadel on trendid samasugused, ent lisandub nõrkade tsüklonite süvenemistendents. Sama ilmneb ka suvel. Sügisel aga ei ole ükski tsüklonite keskmise õhurõhuga seotud trend $p < 0,05$ tasemel statistiliselt usaldusväärne. Sisuliselt samasugused trendid ilmnevad sesoonides ka vaatluspunktide tasemel.

Vaatamata trendi puudumisele tsüklonite koguarvus, ilmnevad analüüsitavate vaatluspunktide aegridades väga selged ja ühesuunalised statistiliselt usaldusväärsed trendid. Neid võib üldistada järgmiselt. Vaadeldava perioodi jooksul on trendijoone järgi suurenenud sügavate vaatluspunktide arv (ca 37–41 tsükloni võrra), suurenenud nende osakaal tsüklonite koguhulgas (10–11% võrra) ja vähenenud nende õhurõhk (umbes 2,5–3 hPa võrra). Nõrkade vaatluspunktide arv ja osatähtsus on vastavalt oluliselt vähenenud, kuid muutusi nende punktide keskmises õhurõhus pole täheldada.

Sügavate vaatluspunktide osakaalu tõus on seda silmapaistvam, et neid on sisendtsüklonite vastavate näitajatega võrreldes oluliselt vähem. Näiteks, kui sisendtsüklonitel on sügavalt tekkinud tsüklooneid keskmiselt 41,1%, siis Arktika tsüklonitel on see näitaja 35,3%. Kui sisendtsüklonitest 81,6% on õhurõhk sügavaimas punktis alla 1000 hPa, siis Arktika omadel langeb rõhk alla selle piiri 54,8% jne.

Sarnaselt sisendtsüklonitele tekib ka Arktika tsüklooneid suhteliselt enam 68°pl läheduses. Suurim tsüklonite tekketihedus pole siiski mitte vahetult piiri ääres, vaid vööndis 70–75°pl.

Kui jagada tsüklonid ka siin vastavalt tekkekohale kaheks – lõuna või põhja pool 75°pl tekkinuiks, siis ilmneb, et eelpool välja toodud trendid on mõlemas andmekogus

praktiliselt samasugused. Põhjapool tekkinud tsüklonite aegridades ilmnevad üksikud trendid, mis vastupidiselt lõuna ja üldkogumi omadele ei ületa statistilise usaldusväärsuse taset.

Arktika tsüklonid ei liigu oma tekkepaigast meridionaalses sihis kuigi kaugele – suur osa uuritavaid vaatluspunkte jääbki vahemikku 70–75°pl. Siiski, vaid 12,5% (2237) tsüklonitest on sellised, mille kõik neli vaadeldavat punkti jäävad mainitud vahemikku. Samas tuleb Arktika tsüklonite puhul silmas pida, et nende elutsükli näitajad suures osas kattuvad. See tähendab, et näiteks 27,1% tsüklonitest on tekkepunkt ühtlasi kõige sügavama õhurõhuga punkt ja 28,2% puhul ka kõige põhjapoolsem. 11,4% tsükcloneist on sügavaima õhurõhuga punkt ühtlasi ka hääbumispunktiks ning 14,3% juhtumeist põhjapoolsem punkt.

Ka sisendtsüklonite puhul ilmneb samasugust kattuvust, ent siin on vastav osakaal oluliselt väiksem. 4,7% tsükcloneist on sügavaim punkt ühtlasi hääbumispunktiks. Sügavaim ja põhjapoolsem punkt kattuvad 5,2% juhul. 13,1% tsükcloneist on sellised, mille esimene punkt on ühtlasi sügavaim. Viimasel juhul tõstavad protsendi suhteliselt kõrgeks 60–68°pl tekkinud tsüklonid, milliste hulgast on selliseid madalrõhkkondi 20,7%.

4. Arutelu

Käesoleva töö tulemused üldjoontes kinnitavad sissejuhatuses viidatud artiklite (nt Serreze *et al*, 2000, McCabe *et al*, 2001 Zhang *et al*, 2004 jt) tulemusi tsükloonaalsuse kasvust Arktikas. Käsitlevates töödes ilmnevaid erinevusi võib seletada mitmete asjaoludega. Nagu ikka, on üks peamine erinevuste allikaks algandmed. Nii meie kui ka enamuses siin tsiteeritud töödes kasutatavad andmed baseeruvad USAs välja töötatud nn NCEP/NCAR õhurõhuväljade järelanalüüsi tulemustele (Kalnay *et al*, 1996). Selle andmebaasi vooruseks on aegrea pikkus – alates 1948. aastast tänapäevani. Siiski on Euroopa teadlased pidanud vajalikuks projektide ERA-15 ja ERA-40 alusel välja töötada oma õhurõhuväljade andmebaasid. Esimene neist sisaldab andmeid ajavahemiku detsember 1979 – veebruar 1994, ERA-40 aga perioodi september 1957 – august 2002 kohta (<http://www.ecmwf.int/research/era/>, Uppala *et al*, 2005). Viimast aegrida pikendatakse pidevalt. ERA projekti väljundite kaheldamatuks eeliseks peetakse suuremat ruumilist lahutusvõimet. NCAR/NCEP mudeli võrgu tihedus on 2,5×2,5°, ERA projektides 1,25×1,25°, uusimatel 1×1°.

Ruumiline lahutusvõime muutub oluliseks tsüklonite keskmete ja nende liikumistee defineerimisel. Lihtsustatult võib öelda, et tavaliselt määratakse tsükloni keskmeks võrgustiku punkt, milles on vaadeldaval hetkel võrreldes ümbritseva kaheksa punktiga kõige madalaim rõhk (Serreze *et al*, 2000). Selline määramine on harilikult täielikult automatiseeritud. Liialt suure võrgustiku sammu puhul võib tsükloni tegelik asukoht tabamata jääda ning sellest tekivad olulised vead.

Meie töös kasutatava andmete puhul on püütud seda viga vältida. Selleks on NCEP/NCAR andmete alusel loodud rõhuvälja animatsioon (Grigoriev *et al*, 2000), millele võimaldab tarkvara visuaalselt ära märkida põhjapoolkeral liikuvate tsüklonite asukoha iga kuue tunni seisuga. Selline meetod kannab endas suurt hulka subjektiivsust – iga tsükloni keskme antud hetke positsiooni määrab inimene arvutiekraanil silma järgi. Samas on inimene võimeline visuaalselt interpoleerima tsükloni keskme tegelikku asukohta, mistõttu väljund on detailsem ja usaldusväärsem (madalrõhkkondade keskmete asukoht on märgitud 0,1° täpsusega).

Väga oluliseks erinevuste allikaks on tsüklonite loendamise metoodika ja liikumistee näitajate defineerimine. Näiteks küsimus, kas loendada tsüklonit uuesti ka siis, kui see vaadeldavalt alalt lahkudes ümber pöördub ja taas alale siseneb. Või kuidas ja kas loendada tsükcloneid aladel, mis jäävad kahe vaatluspunkti (st 6 h) vahele (Zolina, Gulev, 2002). Käesolevas töös on sisendtsükcloneid Arktika basseini sisenemisel loendatud vaid korra.

Oluline on vaadeldava aegrea pikkus. Kuigi viimase poole sajandi jooksul on tsüklonite arv Arktika piirkonnas pidevalt tõusnud, on ka looduslik varieeruvus siiski suur. Nii võib erinevaid kümnendeid, sesoone, piirkondi jne uurides leida lausa vastukäivaid trende.

Käesoleva töö kontekstis oli küllalt oluline Arktika basseini piiri määratlemine. Klimatoloogiliselt võiks tinglikuks Arktika piiriks pidada arktilist fronti, kuid see pole pidev ja on nii ajas kui ruumis väga suure muutlikkusega. Töö käigus sai katsetatud mitmete teiste võimalike piirijoontega. Ent näiteks 65°pl puhul ilmnes, et Alaskal ületab seda ebaproportsionaalselt suur hulk tsükcloneid, mis pöörduvad praktiliselt kohe kagusse, Kanada rannikule.

Võrreldes meie poolt uuritava perioodi algusega, sisenes perioodi lõpus Arktikasse trendi joone järgi 43,9 tsüklonit enam. Üldistades tähendab see, et võrreldes 1940ndatega tungis sajandi lõpus Arktikasse nädalas üks tsüklon rohkem.

Lisatsüklonid pole ajas ja ruumis jaotunud ühtlaselt. Kuigi absoluutarvudes esineb suvel sisendtsükcloneid sagedamini, on suurenemistrend järsem just talvel. Jää püsivuse vaatenurgast tähendab see, et Arktika soojeneb suvel senisest enam ja talvel on rohkem jääd lõhkuvaid torme. Arvestades, et õhurõhk tsüklonite keskpunktis näitab langustendentsi, on tormid varasemast ilmselt tugevamad ja soojuse sissekanne Arktikasse võimsam.

Tähtis on ka, kus tsüklonite sissetung toimub. Välja võiks tuua kaks silmapaistvat piirkonda – Baffini lahe ja Ida-Siberi. Mõlemas piirkonnas on toimunud tsüklonite arvu oluline tõus. Baffini lahes ja Gröönimaa läänerrannikul on see toimunud suure tsüklonite üldarvu taustal. Arvatakse, et muutused tsirkulatsioonioludes on üheks Lääne-Gröönimaa liustike sulamise põhjustajaks (Box, 2002; Mote, 1998).

Mõneti drastilisem muutus on toimunud Ida-Siberis (100–140°ip). Siin on tsüklonite arv oluliselt tõusnud madalrõhkkondade väikese üldarvu taustal. Kui 55 aasta keskmisena esineb mainitud sektoris aastas umbes 18 lõunast põhja liikuvat tsüklonit, siis ca 10 tsükloni lisandumine on kohaliku kliima ja keskkonna seisukohalt märkimisväärne muutus.

Ka eelmisest läänepoolses sektoris (60–100°ip) on nähtav tsüklonite arvu tõus (vt joon. 8). Trendijoone järgi 5,1 tsükloni lisandumine ei ole küll 95% tasemel statistiliselt usaldusväärne, kuid on seda 90% tasemel. Arvestades, et Jamali poolsaare näitel (Kolpinov, Kolpinova, 2004) esineb piirkonnas aastas keskmiselt (1991–2001 keskmisena) üldse kokku 87 tsüklonit, siis on tegu vägagi silmapaistva lisaga. Lõunast põhja liikuvad madalrõhkkonnad on Jamali poolsaarel tavalised soojal poolaastal ja seostuvad kevade tulekuga (Kolpinov, Kolpinova, 2004). Samas jääb lahtiseks küsimus, kuivõrd 1–2 tsükloni lisandumine näiteks suvel siiski muudab kohalikku kliimat ja kuidas see mõjutab kogu Arktika protsesse.

Küllaltki raske on vastata küsimustele, miks on sisendtsüklonite arv suurenenud. Võimalik, et see väljendab nihkeid arktilises ja polaarses frontaaltsoonis, millel madalrõhkkonnad tekivad, või muutusi tsüklonite trajektoories. Frontaaltsoonide

liikumise kohta on raske midagi öelda, kuna ebapüsivuse tõttu on neid keeruline uurida. Orlanski (1998) ja mõnede NAO uurijate (näiteks Jung *et al*, 2003) järeldustest võib eeldada, et tsüklonite trajektoories on toimunud olulisi muutusi – tsüklonid “eelistavad” põhjapoolsemaid trajektoore. Sarnasele järeldusele on jõutud ka läänest Läänemerele tungivate tsüklonite uurimisel (Sepp *et al*, 2005). Käesolevas töös kasutatud metoodika alusel ei saa seda kinnitada ega ümber lükata. Euroopa sektoris (20°lp –20°ip) võib küll täheldada sealt läbivate tsüklonite tekkepunktide laiuskraadide statistiliselt usaldusväärset vähenemist – st tsüklonid justkui tekivad varasemast lõunapool. Ent see trend ei väljenda tegelikult mitte madalrõhkkondade tekkepunkti nihkeid, vaid asjaolu, et lõunapoolsete (so 60°pl lõunas tekkinud) tsüklonite arv on suurenenud.

Nagu tulemuste osas selgus, on suur osa meie poolt vaadeldavaid madalrõhkkonna elutsükli ja sh trajektoori iseloomustavaid vaatluspunkte tihedalt koondunud piirijoone 68°pl vahetusse lähedusse. See teeb koordinaatide muutuse uurimise lineaarsete meetoditega sisutühjaks.

Küll on aga kõnekas sügavate tsüklonite keskmise õhurõhu vähenemine. See, nagu eelpool mainitud, viitab Arktikasse tungivate tsüklonite tugevuse kasvule, mis omakorda tähendab suurema hulga sooja transportimist polaaraladele ning jää lõhkumist tormidega. Viimane aga muudab Arktika puhul oluliselt aluspinna albeedot – jäävaba vesi neelab oluliselt rohkem päikesekiirgust ning soojeneb. Arktika soojenemise tagajärjeks võib aga olla kohaliku tekkega tsüklonite arvu kasv ja süvenemine, mis omakorda võib võimendada jää hävimist. Käesolevas töös ilmnevadki Arktikas tekkinud madalrõhkkondade süvenemistendents – sügavate tsüklonite osakaal on oluliselt tõusnud ning nende keskmine rõhk silmapaistvalt vähenenud. Samas on ka Arktika tsüklonite koguarv mõnevõrra tõusnud ja nõrkade tsüklonite arv ei ole vähenenud proportsionaalselt sama järsult, kui sügavate arv tõusnud (koguarvu ja nõrkade tsüklonite arvu muutused pole küll statistiliselt olulised). See võib viidata vigadele andmebaasis – enne satelliitvaatluste algust, so enne 1979. aastat oli polaaralade vaatlusvõrk hõre, mistõttu nõrgemad õhurõhumoodustised võisid jääda märkamata ja need ei pruugi ilmned ka mudeli väljundis. Seetõttu hõlmas Euroopa modelleerimisprojekt ERA-15 vaid vaatlusandemete poolt ajalooliselt kõige paremini kaetud perioodi 1979–1994 (<http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-15/Project/>). Näiteks artiklis Gulev *et al* (2001) on analüüsist välja jäetud tsüklonid, mille keskmis ei lange rõhk kordagi alla 1000 hPa.

Kui uurida Arktika tsüklonite erinevaid vaatluspunkte (tekke-, hääbumis-, sügavaim ja põhjapoolseim punkt), siis ka siin ilmneb sügavamate punktide osakaalu kasv ja õhurõhu langemine. Kuna meie poolt kasutatavas andmebaasis on tsükloni kese (lihtsustatult) defineeritud kui ümbritsevast madalaima rõhuga suletud isobaarjoontega ala, siis tähendab vaatluspunktide, eriti aga hääbumispunkti õhurõhu süvenemine seda, et ka “taust” on senisest madalama rõhuga. Sedagi tendentsi saaks seletada paranenud vaatlusandmetest tuleneva süstemaatilise veaga. Kui aga eeldada algandmete usaldusväärsust, siis on tegemist väga olulise muutusega Arktika üldises õhurõhu jaotuses.

Lõpetuseks tuleb rõhutada, et muutused Arktika tsüklonaaalsuses on mitmeplaanilised. Need ei hõlma üksnes sügavaid tsükloneid, nagu seda käesolevas ja ka varasemates artiklites rõhutatakse. Sügavaid tsükloneid on lihtsalt „mugavam” uurida – need on tavaliselt selgelt välja kujunenud madalrõhkkonnad, mille puhul vigade tekkimise oht defineerimisel, trajektoori jälgimisel jne on väiksem ning millede aegread annavad selgelt ja olulisi trende.

Nõrkade tsüklonite puhul kerkib alati hulgaliselt küsimusi. Näiteks, kas tegemist on iseseisva moodustisega või suure madalrõhkkonna sopistisega, osatsükloniga. Ent nagu selgus, ilmnevad läänepoolkeral suvel just madalate tsüklonite osatähtsuse ja keskmise õhurõhu tõus.

5. Kokkuvõte

Käesolevas töös uuritakse muutusi Arktikasse tunginud nn sisendtsüklonite ja Arktikas tekkinud madalrõhkkondade arvukuses ja õhurõhunäitajates. Arktikaks loetakse ala, mis jääb põhjapoolle paralleelist 68°pl. Vaadeldavaks perioodiks on 1948–2002. Eraldi uuritakse tsükloneid, mille keskmine rõhk on alla 1000 hPa (sügavad tsüklonid) ja ületavad või on võrdsed mainitud väärtusega. Uuritud on ka muutusi tsüklonite tekke-, hääbumis-, sügavaima rõhuga ja põhjapoolseima punkti parameetrites. Mainitud punktid on samuti jagatud vastavalt õhurõhule sügavateks ja nõrkadeks. Muutusi uuritakse nii aasta keskmiste kui ka sesoonide kaupa. Sisendtsükloneid analüüsitakse gruppidega vastavalt sektorile, kust need sisenevad Arktikasse.

Andmetest võib sisendtsüklonite kohta teha järgmisi järeldusi. Sisendtsüklonite arv on vaadeldaval perioodil oluliselt tõusnud. Tõus on toimunud nii sügavate kui ka nõrkade tsüklonite osas. Nende omavaheline osakaal pole muutunud. Vastavalt on tõusnud ka sügavalt või madalalt tekkinud tsüklonite arv. Sama trend kehtib kõikide ülejäänud vaatluspunktide kohta.

Mõningad erinevused tulevad välja vahetult 68°pl lähedal ja lõunapool 60°pl tekkinud tsüklonite vahel. Viimased on keskmisest tugevamad ja nende keskmine õhurõhk näitab langustendentsi.

Sesoonidest paistab oluliste muutuste osas silma talv. Järgnevatel aastaaegadel usaldusväärsete trendide hulk väheneb ning mõnel juhul on täheldatavad ka vastupidise suunaga trendid.

Sisendtsüklonite arvu tõus ilmneb Beringi väina, Alaska, Baffini lahe ja Ida-Siberi kohal. Suurim tõus on toimunud Gröönimaa läänerannikul, kuid seda lõunast põhja liikuvate madalrõhkkondade suure koguarvu juures. Ida-Siberi kohal on täheldatav sügavate tsüklonite arvu oluline kasv tsüklonite väikese üldarvu taustal. Alaska kohal ilmneb aga nõrkade tsüklonite ja vaatluspunktide arvu ning õhurõhu tõus.

Arktikas tekkinud tsüklonite koguarv pole perioodi jooksul oluliselt muutunud. Ent sügavate tsüklonite osakaal on ca 10% võrra suurenenud ning keskmine õhurõhk neis vähenenud. Samasugune osakaalu tõusu ja rõhu vähenemise trend ilmneb ka sügavates vaatluspunktides. Nõrkade punktide puhul õhurõhu muutusi pole. Taas ilmnevad suurimad muutused talvel, trendid vähenevad sügisese miinimumini.

Arvestades, et meie poolt kasutatavas tsüklonite andmebaasis defineeritakse tsükloni kese, kui ümbritsevast madalama rõhuga ala, siis Arktika tsüklonite keskmise õhurõhu vähenemine hääbumispunktis ja sisendtsüklonite sügavate põhjapoolsete vaatluspunktide osakaalu tõus viitab Arktika õhurõhu üldisele vähenemisele.

Lõppkokkuvõtteks kinnitab käesolev töö üldjoontes sissejuhatuses tsiteeritud artiklite järeldusi tsüklonaaalsuse kasvust Arktikas.

Tänuavaldused

See uurimus on tehtud EL 6. raamprogrammi projekti DAMOCLES raames ja toetatud ETF grandist nr.5786.

Kirjandus

- Bengtsson, L., Semenov, V.A., Johannessen, O.M., 2004. The early twentieth-century warming in the Arctic: a possible mechanism. *J. Climate*, 17, 4045-4057.
- Box, J.E., 2002. Survey of Greenland Instrumental Temperature Records: 1873–2001. *Int. J. Climatol.*, 22, 1829-1847.
- Brümmer, B., Thiemann, S., Kirchgäßner, A., 2000. A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre re-analysis data. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 75, 233-250.
- Grigoriev, S., Gulev, S.K., Zolina, O., 2000. Innovative software facilitates cyclone tracking and analysis. American Geophysical Union, *Eos*, Vol. 81. No. 16.
- Gulev, S.K., Zolina, O., Grigoriev, S., 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*, 17, 795-809.
- Jung, T., Hilmer, M., Ruprecht, E., Kleppek, S., Gulev, S.K., Zolina, O., 2003. Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability. *J. Climate*, 16, 3371-3382.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437-472.
- Kolpinov, N.I., Kolpinova, V.A., 2004. Cikloničeskaja dejatel'nost' v zapadnom sektore Rossijskoj Arktiki. *Meteorologija i Gidrologija*, 1, 46-52.
- McCabe, G.J., Clarc, M., P., Serreze, M.C., 2001. Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *J. Climate*, 14, 2763-2768.
- Mote, T.L., 1998. Mid-tropospheric circulation and surface melt on the Greenland ice sheet. Part II: synoptic climatology. *Int. J. Climatol.*, 18, 131-145.
- Orlanski, I., 1998. On the poleward deflection of storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2577-2602.
- Sepp, M., Post, P., Jaagus, J., 2005. Tsüklonite esinemissageduse ja trajektooride pikaajaline muutumine Põhja- ja Kesk-Euroopas. *EGS aastaraamat*, 35, 221-239.
- Serreze, M.C., Walsh, J.E., Chapin III, S.F., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W.C., Morison, J., Zhang, T., Barry, R.G., 2000. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Clim. Change*, 46, 159-207.
- Uppala, S.M., Källberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hölml, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012.
- Vize, V.J., 1937. Pricina poteplenija Arktiki. *Soveckaja Arktika*, 1, 59-68.
- Zhang, X., Walsh, J.E., Zhang, J., Bhatt, U.S., Ikeda, M., 2004. Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948–2002. *J. Climate*, 17, 2300-2317.
- Zolina, O., Gulev, S.K., 2002. Improving the accuracy of mapping cyclone numbers and frequencies. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 748-759.

Changes in statistics of the Arctic cyclone activity, tracks and frequency in period 1948–2002

Mait Sepp, Jaak Jaagus
Institute of Geography, University of Tartu

Summary

The objective of this study is to investigate possible changes in frequency and parameters of the life cycle of cyclones formed in the Arctic and formed outside the Arctic but moving into it. The Arctic basin is defined here as an area north of 68°N. The borderline 68°N was chosen empirically to separate cyclones of different behaviour. Arctic cyclones are defined as cyclones that have formed north of 68°N while entering cyclones have formed south of that borderline and have entered into the Arctic Circle north of 68°N.

The database of cyclones described by Gulev *et al.* (2001) was used in this study. All the cyclones that had been recorded north of 68°N were selected for statistical analysis. Cyclones which had formed within the Arctic region (Arctic cyclones) and which had formed outside the region but have entered it (entering cyclones) were analysed separately. Also, deep cyclones with the minimum sea-level pressure of below 1000 hPa and shallow cyclones were selected. In addition, a longitude of the point on the parallel 68°N was calculated where the cyclone entered the Arctic region. According to these points, the cyclones were grouped by sectors. Time series of annual and seasonal mean values were formed.

Linear regression analysis was applied for detecting long-term changes. A linear trend was calculated for every time series and their significance level was found using the Student's t-test. Trends were considered statistically significant on $P < 0.05$.

The main conclusions concerning long-term changes in cyclone activity are the following.

The total number of the cyclones entering into the Arctic basin has significantly increased during 1948–2002, but that of the Arctic cyclones formed within the Arctic Circle (north from 68°N) has not.

The percentage of deep and shallow entering cyclones has not changed. The number of deep entering, as well as deep Arctic cyclones has clearly increased while the number of shallow Arctic cyclones has decreased. The biggest changes in seasonal values are revealed in winter.

Mean SLP of deep cyclones has significantly decreased. This change is more substantial in case of deep Arctic cyclones. This trend exists during all seasons with the exception of autumn. The change is the largest in winter.

Generally, the frequency of tracking points with deep pressure has increased and mean pressure has decreased in the first, last, deepest and northernmost tracking points. Increase in the total number of cyclones entering into the Arctic basin in winter is much higher than that for the rest of the three seasons all together.

An increase in the number of entering cyclones has taken place in the sectors of the Bering Strait, Alaska, Baffin Sea and East Siberia.

Integraalse päikesekiirguse sesoonne aastast aastasse muutlikkus Tartu-Tõravere Meteoroloogiajaamas aastatel 1955–2006

Kalju Eerme

Tartu Observatoorium

Ain Kallis

Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut

Uno Veismann

Tartu Observatoorium

Ilmar Ansko

Tartu Ülikooli Keskkonnanfüüsika Instituut

Silver Lätt

Tartu Ülikooli Keskkonnanfüüsika Instituut

1. Sissejuhatus

Pindalaühikule langeva kiirgusenergia hulk maapinna tasemel on oluline ilma ja kliimat iseloomustav karakteristik. Elusorganismid on kohanenud selle suuruse tüüpilise loodusliku väärtusega ja muutlikkuse amplituudiga. Inimeste väljas päikese käes viibimine sõltub ka muudest ilmaoludest. Jaheda tuulise ilmaga on see vähem atraktiivne kui soojal suvepäeval. Ka liiga kuum ilmaga eelistavad paljud varjus viibida. Kergesti võib tekkida illusioon tegelikest palju suurematest kontrastidest päikeseliste ja vihmaste suvede või lumiste ja lumevaeste talvede päikesekiirguse summade vahel.

Käesolevas töös on uuritud päikese integraalse summaarse ja otsekiirguse ehk teisisõnu kiirgusenergiaga varustatuse muutumist Tartu-Tõravere Meteoroloogiajaamas (58°16'pl, 26°28'ip, 70 m üle merepinna) aastatel 1955–2006. Horisontaalsele pinnale langeva summaarse ja otsekiirguse päevasummasid on siin käsitletud kui suhteid tüüpilistele atmosfääritingimustele vastava ehk kliimaatilise selge päeva väärtuse suhtes, vastavalt G/G_{clear} ja I/I'_{clear} . Suhteliste suuruste kasutamine tähendab Päikese taevaskülgil liikumise aastase tsükli mõju elimineerimist ja võimaldab omavahel võrrelda suhtelist päikesekiirgusega varustatust erinevatel aastaaegadel ja erinevates geograafilistes piirkondades. Suhtelist suurust on otstarbekas kasutada ka juhtudel, kui omavahel võrreldavad ajavahemikud ei ole aastati ühesuguse pikkusega või esinevad mõnel aastal mõnevõrra varem ja teisel hiljem, nagu see on fenoloogiliste aastaaegade korral (Jaagus, 2001; Kivi, 2001). Praktilist huvi võiks suhteline kiirgusenergiaga varustatus pakkuda esmajoones puhkemajanduse ja päikesekiirguse energeetilise kasutamise seisukohalt. Mõlemal juhul on tähtis, kui palju suhteliselt langeb päikeseenergiat pindalaühikule erinevatel aastaaegadel ja kui suured on aastast aastasse kõikumised.

Kiirgusklimatoloogia moodustab väikese osa kogu klimatoloogiast, milles peamise tähelepanu all on temperatuur ja muud ilmaga seonduvad karakteristikud. Sageli püütakse klimatoloogilistes uuringutes leida lineaarseid või muid ühesuunalisi muutumise trende. Käesoleva töö eesmärgiks on esile tuua, et kiirgusenergiaga varustatuses esinevad kõigil aastaaegadel aastaid kestvad ajavahemikud, mil domineerib üle keskmise või alla keskmise kiirgusenergiaga varustatus. Sellised ajavahemikud on seotud muutustega

atmosfääri tsirkulatsioonirežiimis ja vahelduvad pigem perioodiliselt kui ilmutavad ühesuunalisi trende.

2. Andmed

Käesolevas töös on andmetena kasutatud Tartu-Tõravere Meteoroloogiajaamas aastatel 1955–2006 pidevalt registreeritud integraalse summaarse ja otsekiirguse päevasummasid. Põhjalikud andmed võib Eesti kiirguskliima kohta leida mõne aasta eest publitseeritud Eesti kiirguskliima teatmikust (Russak, Kallis, 2003). Siin käsitletud 52 aasta ulatuses on olemas kummagi kõnealuse suuruse homogeenne andmebaas. Nii integraalse summaarse kiirguse G kui risti päikesekiirtega langeva otsekiirguse I ning sellest tuletatud horisontaalsele pinnale langeva otsekiirguse I' päevasummad on registreeritud ühikutes MJ/m². Suhtelised väärtused kliimaatilise selge päeva suhtes G/G_{clear} ja I'/I'_{clear} on välja arvatud seoses erütemse ultraviolettkiirguse päevadooside tagasisivaatava rekonstrueerimisega (Eerme *et al*, 2003; 2006).

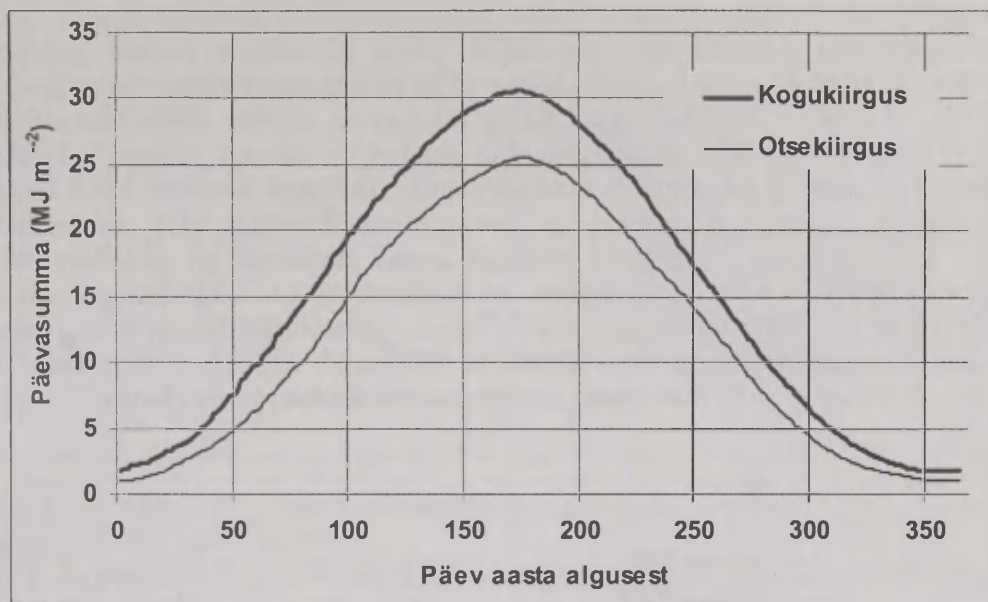
Joonisel 1 esitatud kliimaatilised selge ilma väärtused iga päeva jaoks üle kogu aasta on saadud empiirilise silutud keskmistamise teel. Vaatlusandmete aegreast on välja otsitud selgete ilmade päevasummad G_{clear} ja I'_{clear} juhtudel, mil aerosooli optilise paksuse väärtused integraalse kiirguse jaoks on lähedased modaalsele. Aerosooli optilise paksuse modaalväärtus, ligikaudu 0,1, tuleb väga reljeefselt esile. Tavalisest suuremaks osutus see üksnes El Chichóni ja Pinatubo pursetele vahetult järgnenud aastatel ja nendest aastatest on siin arvestatud vaid tavaliste aastate modaalsele aerosooli optilisele paksusele vastavaid G_{clear} ja I'_{clear} väärtusi. Valiku juures kasutati V. Russaku ettevalmistatud atmosfääri massiarvule $m=2$ taandatud aerosooli optilisi paksusi, millest veeauru panus on maha arvatud (Russak *et al*, 2005).

Atmosfääri läbipaistvust ja selle kaudu arvatud aerosooli optilist paksust on Tartu-Tõravere Meteoroloogiajaamas määratud vähese pilvisusega päevadel, mil päikeseketas ja selle ümbrus on kestmalt osutunud pilvevabadeks. Nende hulgast selgete päevade väljaselgitamisel on lisaks otsekiirguse päevasummadele kasutatud päikesepaiste kestuse väärtusi. Edasi on tehtud selgetele ilmadele vastavate integraalse kiirguse päevasummade G_{clear} ja I'_{clear} silutud libisev keskmistamine üle 5–10 päeva, jälgides et aerosooli optilise paksuse väikesed positiivsed ja negatiivsed kõrvalekaldded modaalväärtusest oleksid omavahel tasakaalus.

Talvekuudel on aerosooli optilist paksust õnnestunud harva mõõta. Seetõttu on nende puhul aluseks võetud lihtsalt keskmised selge ilma G_{clear} ja I'_{clear} väärtused. Kuna aastate 1953–1958 jaoks ja alates 1967. aasta algusest on olemas ka kõigi kalendripäevade päikesepaiste kestuse andmed, siis on kontrollitud nende kooskõla otsekiirguse päevasummadega, et välistada anomaalselt halva läbipaistvusega päevi. Samuti on alates 1957. aasta algusest olemas tunnise intervalliga pilvede määramise andmed. Enne 1957. aastat on need iga kolme tunni tagant.

Pilvisuse ja päikesepaiste kestuse andmete arvestamine võimaldab parandada kliimaatilistele tingimustele vastavate selgete päevade valiku usaldusväärsust ka teistel aastaaegadel. Empiirilise interpoleerimise asemel on selge ilma väärtusi G_{clear} ja I'_{clear} võimalik ja vahest isegi lihtsam arvutada atmosfääri kiirguslevi mudelite abil. Probleemiks on arvutamisel vajalikud algandmed, eriti atmosfääri karakteristikute vertikaalsed käigud. Enamasti võetakse need standardatmosfääri või meie laiuskraadide korral ka tsonaalselt keskmistatud subpolaarse atmosfääri mudelist. Kuna õhurõhu mustrid sõltuvad

oluliselt pikkuskraadist, siis võivad atmosfääri karakteristikute mudelis kasutatud kõrguskäigud süstemaatiliselt tegelikest tüüpilistest erineda ja moonutada ka arvutatud G_{clear} ja I'_{clear} väärtusi.



Joon. 1. Kliimaatiliste selgete päevade summaarse kiirguse G_{clear} ja otsekiirguse I'_{clear} muutumine aasta jooksul.

Fig. 1. Annual cycles of the climatic clear sky daily sums of global G_{clear} and direct I'_{clear} irradiance.

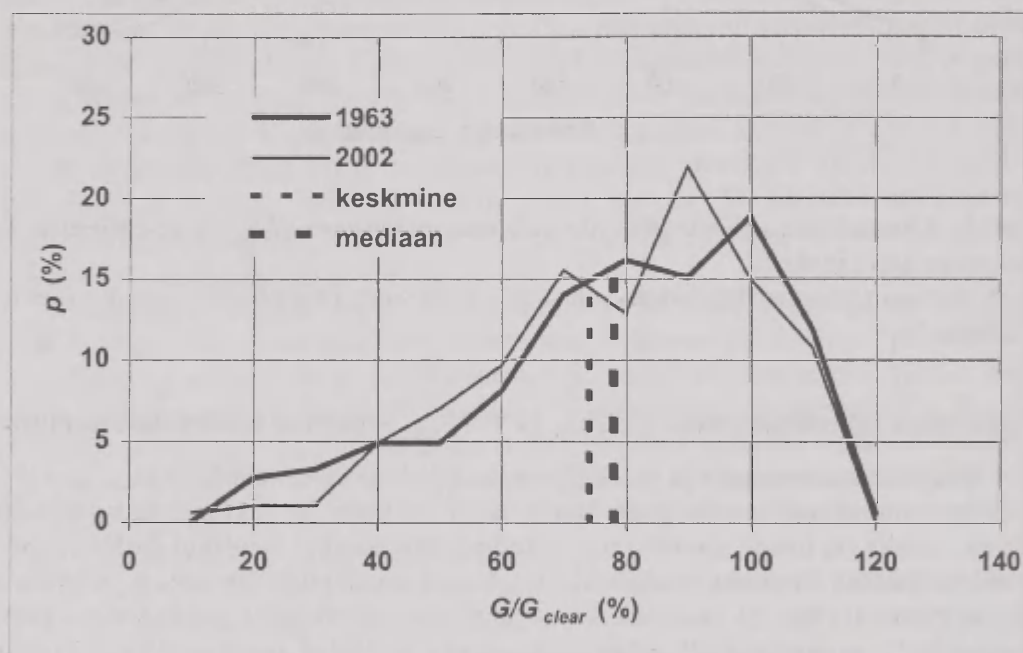
3. Suhteliste päevasummade G/G_{clear} ja I'/I'_{clear} sesoonne statistiline uurimine

Integraalse summaarse ja otsekiirguse suhtelisi päevasummasid G/G_{clear} ja I'/I'_{clear} on uuritud statistiliselt aastaegade kaupa kogu vaatlusaluse ajavahemiku 1955–2006 ulatuses. Lisaks on nende muutlikkuse iseloomu mõnel juhul vaadatud eraldi suvisel ja talvisel poolaastal. Suviseks poolaastaks on loetud ajavahemik kevadisest pööripäevast sügisese pööripäevani, 21. märtsist 22. septembrini, ja talviseks poolaastaks vastavalt ajavahemik 23. septembrist 20. märtsini. Kevadeks on loetud ajavahemikku 21. märtsist 20. juunini ja suveks ajavahemikku 21. juunist 22. septembrini. Talvise poolaasta jaotamisel sügiseks ja talveks on käesolevas töös kalendri aastaegadeks jaotamise reeglist kõrvale kaldutud ja jäädud mõlema aastaajaga ühe aastaarvu piiridesse. Sügiseks on loetud ajavahemik 23. septembrist 31. detsembrini ja talveks ajavahemik 1. jaanuarist 20. märtsini. Kontrollimine näitas, et 10 päeva “ülekandmine” ühest aastaajast teise ei põhjusta arvestamist väärivat erinevust suhtelistes kiirguskliimaatilistes karakteristikutes.

3.1. Summaarse kiirguse suhteliste päevasummade G/G_{clear} tõenäosustiheduste jaotused

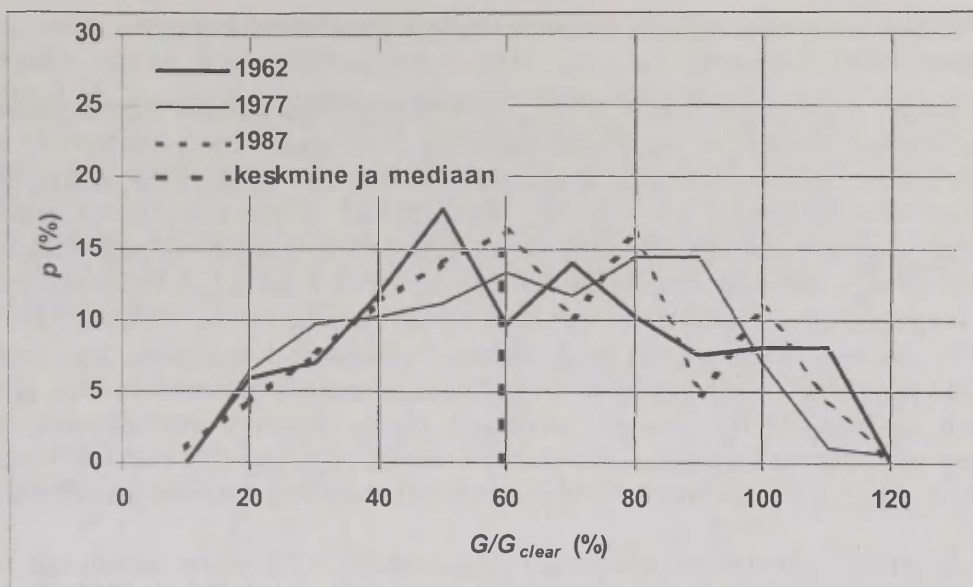
Kõnealuste aastaegade puhul on kõigi aastate jaoks välja arvutatud suhteliste päevasummade G/G_{clear} tõenäosustiheduse jaotused ja nende põhikarakteristikud. Ainult

paari erandiga osutusid G/G_{clear} tõenäosustiheduse jaotused lamedamateks kui normaaljaotus ja mõõdukalt ebasümmeetrilisteks. G/G_{clear} päevaste väärtuste tõenäosustiheduse jaotused kahel kõige päikeselisemal suvisel poolaastal 1963 ja 2002 on esitatud joonisel 2 ning kolmel kõige pilvisemal suvisel poolaastal 1962, 1977 ja 1987 joonisel 3. Talvisel poolaastal osutusid kõige suurema hulga päikesepaistelistele ilmadega aastate G/G_{clear} tõenäosustiheduse jaotused üsna sarnasteks kõige pilvisemate suviste poolaastate omadega. Joonisel 4 on need esitatud kolme kõige päikesepaistelisema talvise poolaasta 1955/56, 1962/63 ja 1963/64 kohta. Kõige pilvisemate talviste poolaastate 1960/61, 1970/71 ja 1999/00 G/G_{clear} tõenäosustiheduse jaotused on esitatud joonisel 5. Lisaks on joonistel esitatud ka keskvaartuse ja mediaanvaartuse asukohad. Joonistel 3 ja 4 langevad kõigi esitatud kolme aasta mediaan- ja keskvaartused omavahel $\pm 1\%$ piirides kokku. Samuti osutusid joonisel 2 esitatud mõlemal suvisel poolaastal nii keskvaartused kui mediaanvaartused võrdseteks, kusjuures mediaanvaartus oli keskvaartusest suurem. Kolme kõige pilvisema talvise poolaasta G/G_{clear} tõenäosustiheduse jaotuse mediaanvaartused olid kõigil juhtudel keskvaartustest väiksemad. Joonisel 5 on esitatud vaid 1960/61. aasta talve tõenäosustiheduse jaotuse mediaanvaartus ja keskvaartus.



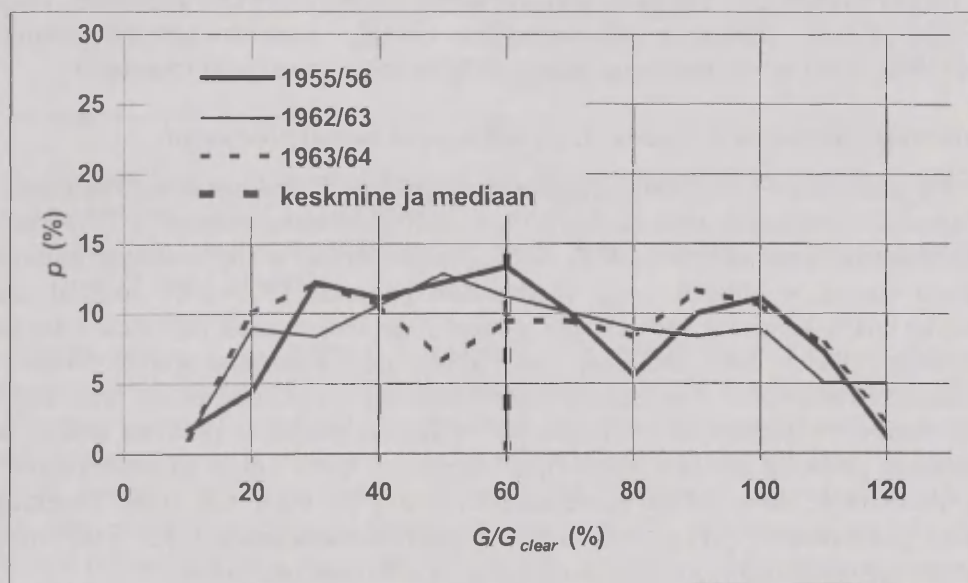
Joon. 2. Suuruse G/G_{clear} päevaste väärtuste jaotuse tõenäosustihedused päikeselistel suvistel poolaastatel 1963 ja 2002.

Fig. 2. Probability density distributions of daily G/G_{clear} in sunny summer half-years 1963 and 2002.



Joon. 3. Suuruse G/G_{clear} päevaste väärtuste jaotuse tõenäosustihedused pilvistel suvistel poolaastatel 1962, 1977 ja 1987.

Fig. 3. Probability density distributions of daily G/G_{clear} in cloudy summer half-years 1962, 1977 and 1987.



Joon. 4. Suuruse G/G_{clear} päevaste väärtuste jaotuse tõenäosustihedused päikeselistel talvistel poolaastatel 1955/56, 1962/63 ja 1963/64.

Fig. 4. Probability density distributions of daily G/G_{clear} in sunny winter half-years 1955/56, 1962/63 and 1963/64.

3.2. Suhtelise summaarse kiirguse päevasummade G/G_{clear} keskväärtuste ja mediaanväärtuste erinevused

Kõigil aastaaegadel osutus G/G_{clear} tõenäosustiheduse jaotuste mediaanväärtuste aastast aastasse muutumise amplituud mõnevõrra suuremaks kui keskväärtuste oma. Samuti esines kõigil aastaaegadel korduvalt olukordi, mil nende kahe karakteristikute väärtused osutusid praktiliselt võrdses. Keskväärtuse ja mediaanväärtuse erinevust põhjustab tavaliselt ekstreemselt suurte või väikeste väärtuste suhteliselt sage esinemine. Päevaste G/G_{clear} väärtuste ülemine piir on 1, kuigi harva esinevad ka väärtused, mis on veidi suuremad kui 1. Peamiselt nihutab keskväärtust mediaani suhtes lauspilves päevade suhteline sagedus, kuna siis esinevad väikesed väärtused. Keskväärtus iseloomustab paremini kogu sesooni kättesaadavat energiahulka ja mediaan päikeseliste ning pilviste päevade suhtelist panust. Suvisel poolaastal osutus mediaan keskväärtusest üsna reeglipäraselt suuremaks aastatel, mil esines rohkesti päikepaistelisi päevi. Pilvistel ja keskmise päikesepaistega suveperioodidel langesid mõlemad karakteristikud paremini kokku.

Keskmiselt oli suvisel poolaastal mediaanväärtus 3,7% võrra suurem kui keskväärtus, kuid üksikutel päikeselistel suvedel küündis erinevus 6–10%-ni. Nii sügisel kui talvel osutus mediaanväärtus keskväärtusest enamasti väiksemaks, sügisel keskmiselt 11% ja talvel 6% võrra. Mediaan- ja keskväärtuse erinevused illustreerivad tõde, et suvisel poolaastal domineerivad suhteliselt päikeselistemad ilmad ja pimedamal poolaastal pilvisemad ilmad, kusjuures sügis on suhteliselt kõige pilvisem ja pimedam aastaaeg. Kõige suurema ja kõige väiksema G/G_{clear} keskväärtuse suhe suvisel poolaastal oli 1,27, talvel 1,87 ja sügisel 1,97. Mediaanväärtuste samad suhted olid veidi suuremad, vastavalt 1,35, 2,20 ja 2,28. Suhteliste päevasummade G/G_{clear} mediaanväärtuste muutumine aastatel 1955–2006 suvise poolaasta, talve ja sügise kohta on esitatud joonisel 6.

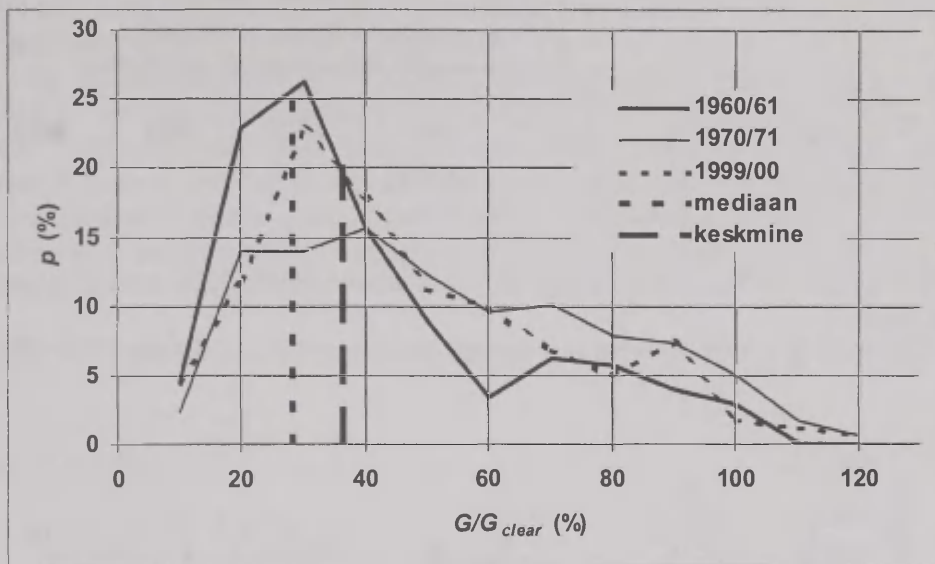
3.3. Suhtelise summaarse kiirguse G/G_{clear} muutumine suvisel poolaastal

Ajavahemikus 1955–2006 kogunes suvisel poolaastal keskmiselt 80,5% integraalse summaarse kiirguse aastasummast, ligi 87% otsekiirguse aastasummast ja 75% aastasest päikesepaiste kestusest (Eerme, 2005). G/G_{clear} keskväärtuse aastast aastasse muutumise amplituud suvisel poolaastal kogu vaatlusaluse perioodi 1955–2006 jooksul mahub vahemikku $\pm 10\%$ keskmise suhtes, välja arvatud kaks ekstreemselt päikeselise kevade ja suvega aastat 1963 ja 2002, mil maapinnani jõudva päikesekiirguse summa ületas keskmist peaaegu 15% võrra. Mediaanväärtuste kõikumise amplituud samas ajavahemikus mahtus mõnevõrra ühtlasemalt piiridesse $\pm 15\%$. Suvise poolaasta päevane G/G_{clear} kogu vaatlusalusel perioodil oli keskmiselt 0,65. Seejuures kahel kõige päikesepaistelisemal aastal ulatus ta 0,745 ja kõige pilvisematel aastatel jäi veidi alla 0,60. Otsekiirguse suhteline päevasumma I'/I'_{clear} oli suvisel poolaastal keskmiselt 0,41. Selle muudab suhteliselt väikeseks nullväärtuste ja nullilähedaste väärtuste olemasolu.

3.4. Suhtelise summaarse kiirguse G/G_{clear} muutumine talvisel poolaastal

Talvisel poolaastal osutusid kõige suurema hulga päikesepaistelistel ilmadega aastate päevaste väärtuste G/G_{clear} tõenäosustiheduste jaotused üsna sarnasteks kõige pilvisemate suviste poolaastate omadega (joon. 3 ja 4). Kõige pilvisemal talvisel poolaastal 1960/61 (joon. 5) moodustavad päevased väärtused $G/G_{clear} < 0,5$ koguni 78,5% kõigist. Mõlemad, nii sügis kui talv osutusid kogu aegreas kõige “pimedamateks”.

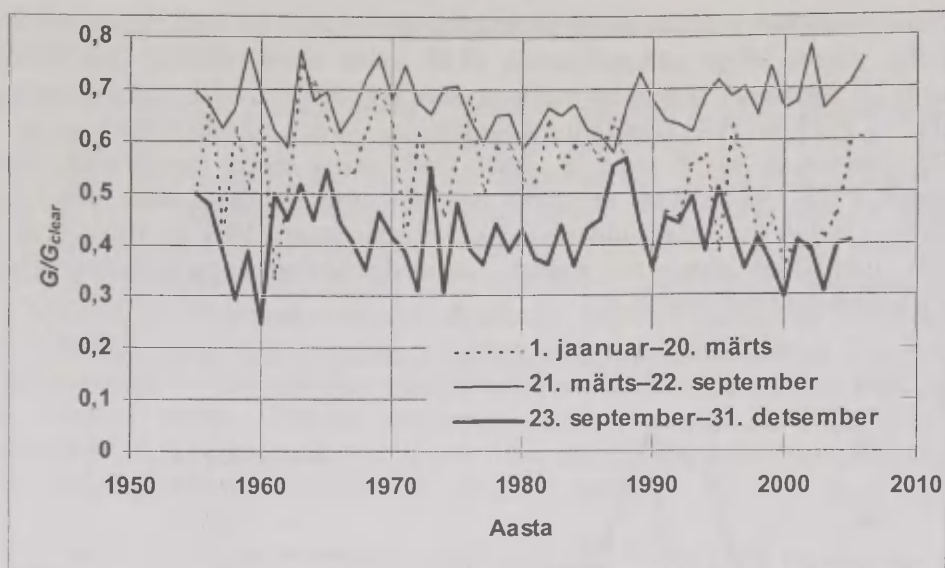
G/G_{clear} mediaanväärtus 1960. aasta sügisel oli ainult 0,25 ja 1961. aasta talvel 0,34. Võrdluseks, aegrea kõige päikeselisemal, 1963. aasta talvel, olid nii keskvväärtus kui mediaan 0,74. Suurimad sügisesed mediaanväärtused, 0,55 lähedal, registreeriti aastatel 1965, 1973, 1987 ja 1988. Suhtelise kogukiirguse G/G_{clear} keskvväärtuse ja mediaanväärtuste muutumine talveti enne ja pärast 1988. aastat erineb märgatavalt (joon. 6). Ajavahemik 1978–1987 tõuseb seejuures esile kui eriti stabiilne, mille vältel G/G_{clear} keskvväärtus muutub keskmise suhtes vaid $\pm 8\%$ ja mediaan $\pm 10\%$ ulatuses. Enne 1977. aastat oli muutlikkuse amplituud suurem, sisaldades ühtlasi kogu perioodi väikseimat (1961) ja suurimat (1963) väärtust.



Joon. 5. Suuruse G/G_{clear} päevaste väärtuste jaotuse tõenäosustihedused pilvistel talvistel poolaastatel 1960/61, 1970/71 ja 1999/00.

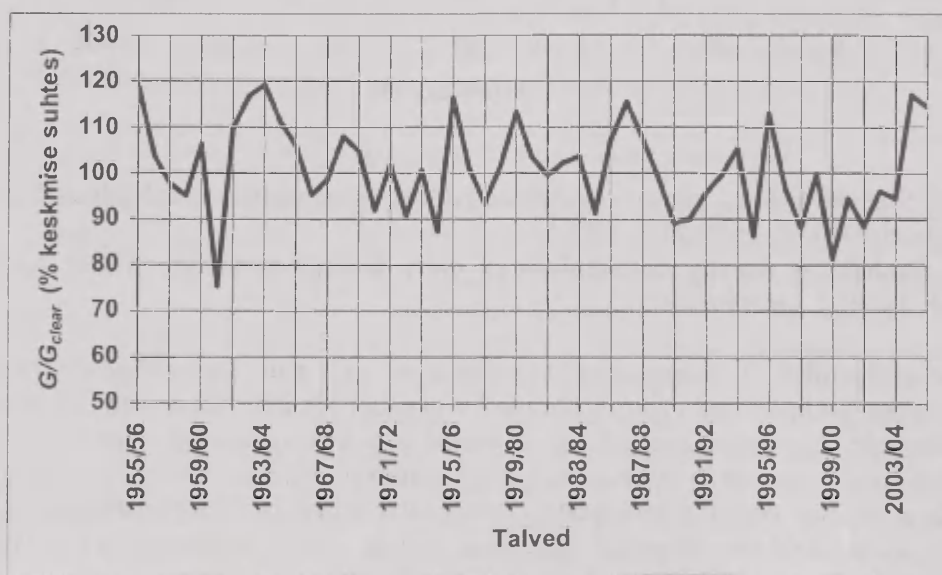
Fig. 5. Probability density distributions of daily G/G_{clear} in cloudy winter half-years 1960/61, 1970/71 and 1999/00.

Ajavahemikus 2. novembrist 9. veebruarini ei küüni Tartu-Tõravere Meteoroloogiajaamas keskpäevane päikese kõrgus horisondist üle 17° . Ka mujal Eestis jääb ta selle lähedale. Viimastel aastatel on inimesed sageli väljendanud kartust, et seoses globaalse soojenemisega ja talvise lumikatte kadumisega võiksid need kõige pimedamad 100 päeva minna veelgi pimedamaks. Summaarse kiirguse G kogusummad talvedel 1955/56 kuni 2005/06 kõiguvad keskmise suhtes $\pm 20\%$ ulatuses (joon. 7). Vaid rekordiliselt pilvisel 1960/61 talvel oli G 25% alla keskmise. Üldist pimenemise trendi võib leida üksnes talvedel 1988/89 kuni 2003/2004, mil 141 juhul 16st osutus summaarse kiirguse kogusumma G kogu vaatlusaluse ajavahemiku keskmisest väiksemaks. Varem on esinenud selliseid “pimedaid” talvesid üksikult või paarikaupa. Kuna vaatlusrea kaks viimast talve on olnud sarnased enne 1988/89 esinenutele, siis ei ole ka hiljutises pikemas “pimedate talvede” reas põhjust pöördumatut trendi näha.



Joon. 6. Suuruse G/G_{clear} mediaanväärtuse muutumine 1955–2006 suvisel poolaastal, talvel ja sügisel.

Fig. 6. Variation of winter, summer and autumn median of G/G_{clear} during 1955–2006.



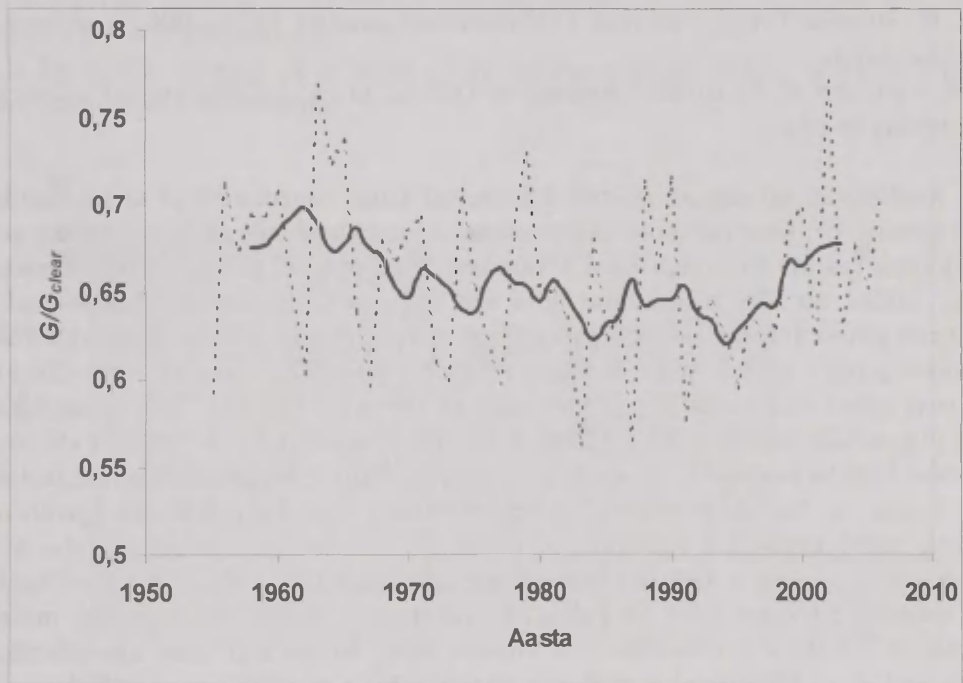
Joon. 7. Ajavahemiku 2. november kuni 9. veebruar summaarse kiirguse muutumine, % keskmise suhtes.

Fig. 7. Variation of the global irradiance totals of the interval Nov 2 – Feb 9, % relative to the average.

4. Keskmise suhtelise summaarse ja otsekiirguse muutlikkuse erinevused kevadel ja suvel

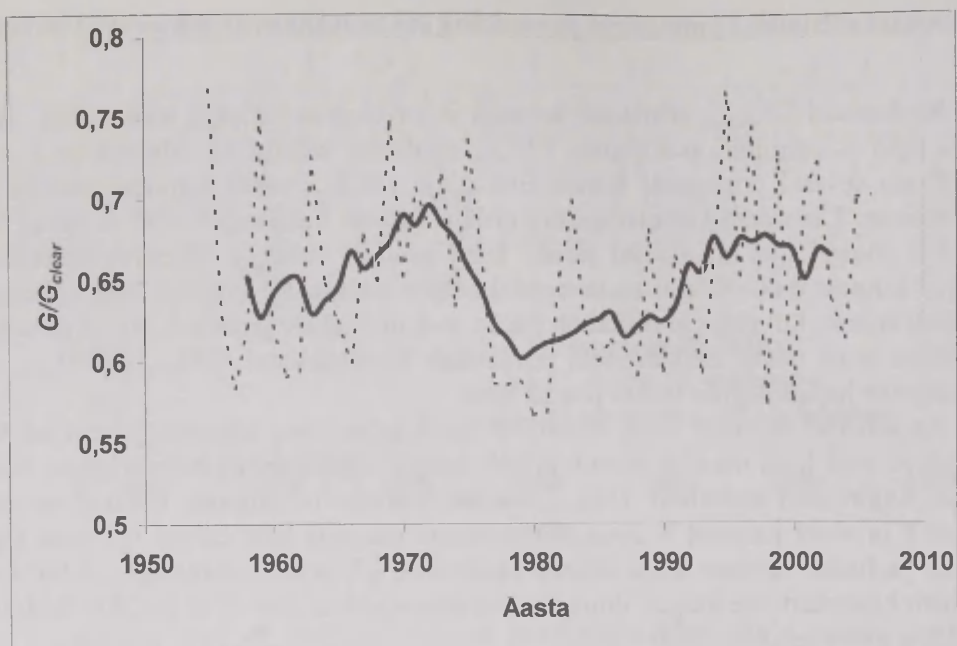
Keskmiised G/G_{clear} väärtused kevadel ja suvel erinesid väga vähe, olles vastavalt 0,66 ja 0,65. Keskmise otsekiirguse I'/I'_{clear} suhteline väärtus kevadel oli 0,43 ja suvel 0,39. Kogu suvisel poolaastal esines G/G_{clear} ja I'/I'_{clear} vahel märkimisväärselt kõrge korrelatsioon. Lineaarse korrelatsiooni kordaja väärtus kevadel oli 0,92 ja suvel koguni 0,96. Nii sügisel kui talvel olid nende kahe suuruse vahelise lineaarse korrelatsiooni kordajad kõigest 0,60. Kõigil aastaegadel sõltub integraalse kogukiirguse päevasumma peamiselt sellest, kui palju ja millal on päeva jooksul päikest paistnud. Suvisega võrreldes muutlikum taust teistel aastaegadel nõrgendab korrelatsiooni G/G_{clear} ja I'/I'_{clear} vahel. Eriti mõjutab hajuskiirguse tausta panust lumi.

Ka kevadel mõjutab seda statistilist seost mõnevõrra aluspind. Vahel on kevade alguspäevil veel lumi maas ja samuti erineb aastati vegetatsiooniperioodi algus. Suvel on albeedo tingimused stabiilsed. G/G_{clear} aastast aastasse muutumine kevadel on esitatud joonisel 8 ja suvel joonisel 9. Joonistel on antud päevane keskvärtus iga aasta vastaval sesoonil ja lisaks seitsme aasta libisev keskmine. Libiseva keskmisega silutud G/G_{clear} kevadiste keskvärtuste käigus ilmnevad maksimumid aastate 1965 ja 2000 ümbruses ja miinimum ajavahemikus 1980–1985.



Joon. 8. Suuruse G/G_{clear} kevadised keskvärtused aastatel 1955–2006 ja seitsme aasta libisev keskmine.

Fig. 8. Variation of the spring average of G/G_{clear} in 1955–2006, annual values and 7-year moving average.

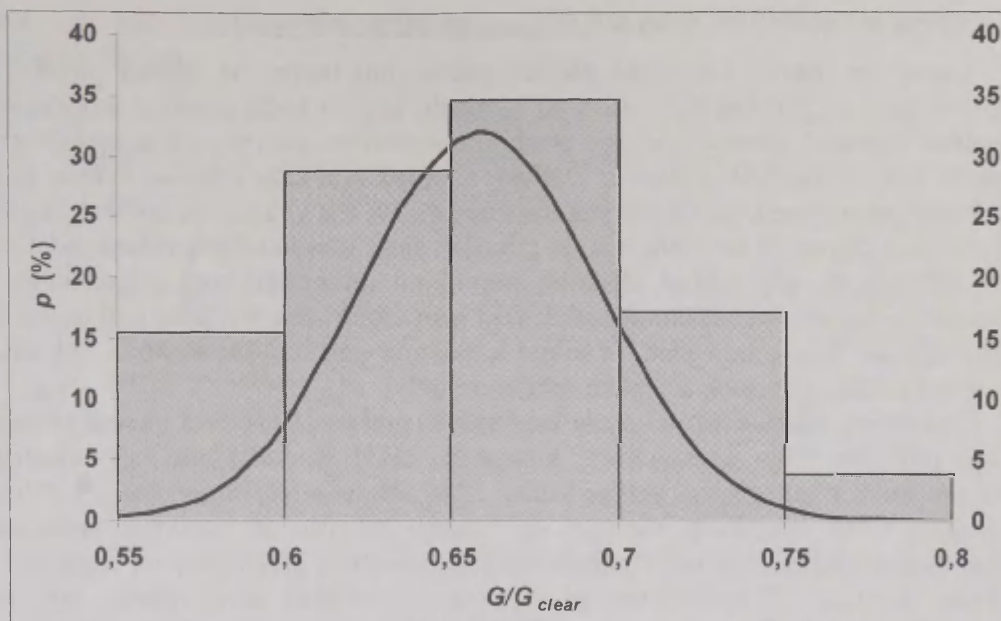


Joon. 9. Suuruse G/G_{clear} suvised keskväärtused aastatel 1955–2006 ja seitsme aasta libisev keskmine.

Fig. 9. Variation of the summer average of G/G_{clear} in 1955–2006, annual values and 7-year moving average.

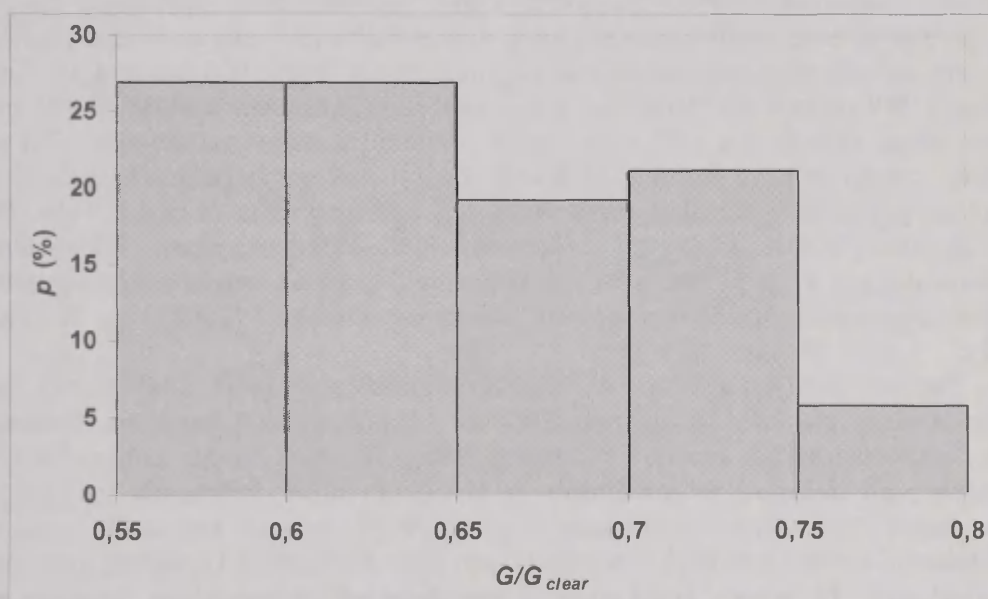
Keskmisele lähedased väärtused esinevad kõige sagedamini ja tõenäosustiheduse jaotus (joonis 10) sarnaneb normaaljaotusega. Suvede keskmiste G/G_{clear} aastast aastasse muutumises (joonis 9) esineb kuni 1960ndate teise pooleni üllatavalt regulaarselt mitu tsüklit, milles on üks päikeseline suvi iga nelja aasta kohta ja vahepealsed kolm suhteliselt pilvised. Edasi järgneb päikeseliste suvede domineerimise periood 1969–1975 ja seejärel pilviste suvede suure ülekaalu periood 1976–1993. Aastatel 1994–2006 on iga teine suvi olnud päikeseline. Kogu vaatlusaluse ajavahemiku 1955–2006 vältel jagunevad suved pigem päikeselisteks ja pilvisteks. Keskmisi suvesid esineb suhteliselt vähem, mida võib täheldada ka joonisel 11 toodud G/G_{clear} keskväärtuste tõenäosustiheduse jaotusest.

Eraldi on kummagi sesooni piires vaadatud veel kaht lühemat ajavahemikku. Nendeks valiti kevadel ajavahemik 1. maist 24. juunini, mil ilmad on juba piisavalt soojad ja inimestel huvi ning tarvidus suhteliselt palju väljas viibida. Ka jaanilaupäev on sisse arvatud. Suveperioodist on valitud ajavahemik 1. juulist 20. augustini, millal suur osa tubase töö tegijatest veedab oma suvepuhkust. Kummaski neist ajavahemikest on G/G_{clear} ja I/I'_{clear} keskmised ja mediaanväärtused üpris sarnased vastavalt kogu kevade ja kogu suve omadega. Lineaarne korrelatsioon suvise lühema perioodi ja kogu suve keskmise G/G_{clear} vahel oli 0,94. Kevadise lühema perioodi ja kogu kevade keskmise G/G_{clear} vahelise lineaarse korrelatsiooni kordaja, 0,785, osutus märksa väiksemaks.



Joon.10. Suuruse G/G_{clear} keskväärtuse tõenäosustiheduse jaotus kevadel 1955–2006 koos sobivaima normaaljaotusega.

Fig. 10. Probability density distribution of the spring average G/G_{clear} in 1955–2006 and the best-fitted normal distribution.



Joon. 11. Suuruse G/G_{clear} keskväärtuse tõenäosustiheduse jaotus suvedel 1955–2006.

Fig. 11. Probability density distribution of the summer average G/G_{clear} in 1955–2006.

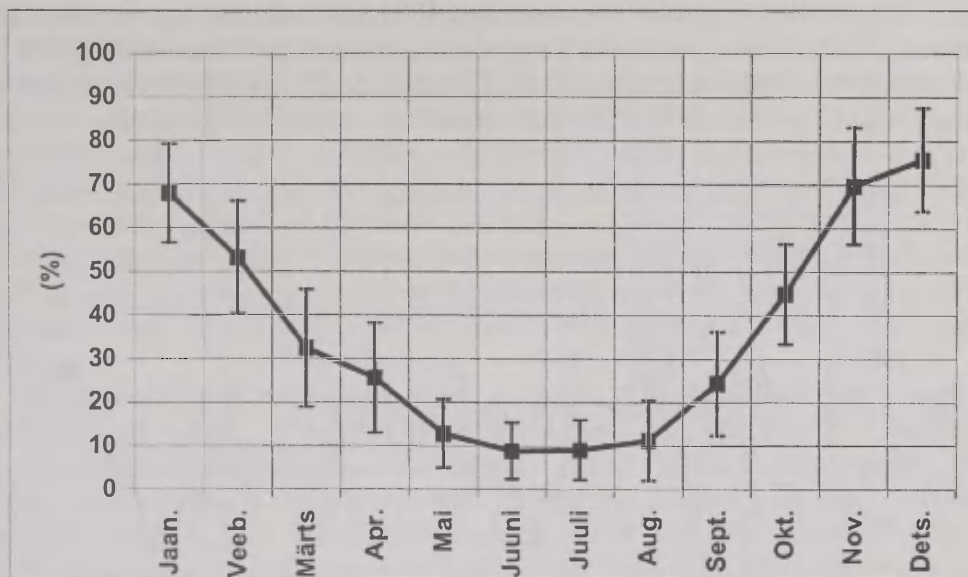
5. Kogukiirguse suhtelised summad G/G_{clear} lauspilves päevadel

Lauspilves päevaks loetakse üldiselt päeva, mil taevas on kaetud pilvedega ja päikest ei paista. Otsustamiseks oli meil kasutada koguni kolm erinevat mõõdetud või visuaalselt hinnatud suurust: päevane otsekiirguse summa, päevane päikesepaiste kestus ja tunnise intervalliga tehtud pilvede vaatluste andmed. Kui kahe esimese suuruse väärtus võrdub nulliga ja pilvede pall kõigi vaatluste ajal on 10, siis võime olla kindlad, et päikest pole paistnud. Samas ei saa välistada, et pilvede vahelt võis vaatluste vaheaegadel paista selget taevast. On ette tulnud üksikuid päevi, mil nii otsekiirguse päevasumma kui päikesepaiste kestus olid mõlemad nullid, kuid päeva keskmine pilvisuse pall osutus isegi väiksemaks kui 9, mis tähendab, et selget taevast on paistnud üsna ohtralt. Absoluutse kindlusega ei olegi võimalik lauspilves päevi eristada.

Vaatamata probleemidele nende eristamises annavad lauspilves päevad võimaluse hinnata pilvisuse mõju summaarsele kiirgusele, mida kokkulepitult iseloomustatakse sageli pilvisuse mõjuteguriga, inglise keeles *CMF* (*cloud modification factor*). Pilvisuse mõju tegur *CMF* lauspilves päevadel summaarse kiirguse päevasumma jaoks näitab milline osa kogukiirgusest tuleb päeva jooksul pilvkattest läbi ja see on sama kui siin kasutatav G/G_{clear} . Tegelikult esineb märkimisväärsel arvul päevi, mis range kriteeriumi järgi ei ole lauspilves, kuna mingite lühikeste ajavahemike jooksul on päike paistnud, kuid kiirguse päevasummad ei erine olulisel määral täpse määratluse järgi lauspilves päevade omadest. Kuna päevi, mil otsekiirguse suhteline päevasumma ei ole null kuid osutub väiksemaks kui 0,05, on suhteliselt palju võrreldes nendega, mil see suhteline summa mahub vahemikku 0,05–0,10, on käesolevas töös lauspilves päevadeks loetud kõik päevad mil $I'/I'_{clear} < 0,05$. Võrreldes kriteeriumiga $I'/I'_{clear} = 0$ kasvab aastane keskmine lauspilves päevade arv 109lt 135ni. Kalendrikuude keskmised lauspilves päevade suhtelised esinemissagedused koos standardhälbe piiridega on toodud joonisel 12 ja nende aastaste ning sesoonsete hulkade muutumine 1955–2006 joonisel 13. Talvise poolaasta 179 päevast oli “leebema” kriteeriumi järgi lauspilves keskmiselt 103 päeva. Nende kõige väiksem arv (80) esines talvel 1975/76 ja kõige suurem arv (124) talvel 1960/61. Sügist ja talve eraldi vaadates oli sügisel 100 päeva hulgas keskmiselt 60,5 lauspilves päeva, minimaalne ja maksimaalne arv vastavalt 47 ja 74 päeva. Talve 79 või 80 (liigaastal) päeva hulgas oli keskmiselt 42,5 lauspilves päeva, minimaalne ja maksimaalne arv 29 ja 51 päeva. Suvisel poolaasta 186 päeva hulgas tuli keskmiselt ette 33 lauspilves päeva. Nende aastane hulk kõikis vahemikus 11 (2002) kuni 50 (1962 ja 1981).

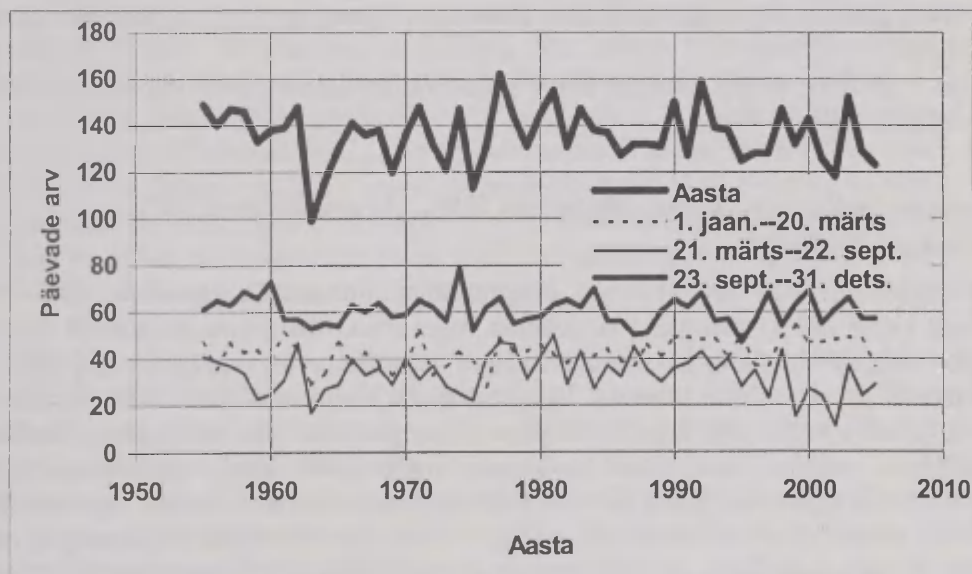
Sügise, talve ja kogu suvisel poolaasta ulatuses on uuritud *CMF* jaotusi aastate kaupa ja kogu ajavahemiku ulatuses. Põhiline erinevus tuleneb lumikatte olemasolust. Kõige suuremad aastast aastasse erinevused ilmnesid talvel. Umbes kolmandik kõigist talvedest olid lumised ja suhteliselt päikeselised, teine kolmandik on kulgenud kõrgendatud tsüklonaalse aktiivsuse tingimustes ja kolmas kolmandik sisaldanud mõõdukamal määral kumbagi olukorda (joonis 14). Andmetega kaetud 52 aasta hulgas tõusevad esile 18 püsiva lumikattega ja sagedaste päikesepaistelistel ilmadega talve, millel lauspilves päevade keskmine *CMF* väärtus oli 0,43 ja mitmel aastal osutus isegi kogu talve jooksul registreeritud minimaalne väärtus suuremaks kui 0,20. Seevastu 15 puuduliku lumikattega, sagedaste tükklonite ja suladega talve (nt 1961, 1973–1974, 1989–1990, 2000–2002) keskmine *CMF* väärtus oli kõigest 0,30, nagu see oli keskmiselt ka suvisel poolaastal ja sügisel ning päevaseks minimaalväärtusteks registreeriti mitmel

korral 0,06 kuni 0,08. Ligilähedaselt samasugune, keskmiselt 0,305, oli *CMF* keskmine väärtus ka sügisel.



Joon. 12. Kalendrikuude keskmised lauspilves päevade sagedused protsentides koos standardhälbe piiridega.

Fig. 12. Monthly average frequencies of overcast days in per cent with the standard deviation limits.



Joon. 13. Lausepilves päevade aastaste ja sesoonsete hulkade muutumine 1955–2006.

Fig. 13. Variation of the annual and seasonal amounts of overcast days in 1955–2006.

Lumikatte panus on sügiseti tunduvalt väiksem kui talvel. Keskmiselt on “pikendatud sügisel” esinenud 31 lumikattega päeva, nende minimaalne arv on olnud 7 (1982) ja maksimaalne 58 (2002). Üksikutel lauspilves päevadel on CMF väärtus sügisel langenud isegi alla 0,04. Suvised poolaasta lauspilves päevade CMF on osutunud kõige stabiilsemaks. Selle keskmine väärtus kogu vaatlusaluse perioodi ulatuses oli 0,295 ja 52 hulgast 46 väärtust mahtusid vahemikku 0,275 kuni 0,325. Üksikjuhtudel on esinenud päevaseid maksimumväärtusi üle 0,60 ja minimaalseid väärtusi 0,055–0,065.



Joon. 14. Lausepilves päevade keskmise pilvisuse mõjuteguri CMF muutumine talvedel 1955–2006.

Fig. 14. Variations of the average cloud modification factor CMF of overcast days in winters 1955–2006.

6. Seseoonse keskmise suhtelise summaarse G/G_{clear} ja otsekiirguse I/I'_{clear} muutlikkuse põhjustest

Käesolevas töös on vaadatud integraalse summaarse kiirguse ja otsekiirguse käitumist erinevatel aastaegadel võrrelduna selge ilma väärtusega. Kummagi suhtelise suuruse G/G_{clear} ja I/I'_{clear} väärtuse määrab põhiliselt see, kui palju ja millal oli päikeseketas päeva jooksul pilvedega kaetud. Kasutada olevatest täiendavatest andmetest saab välja tuua kolm pilvisuse osatähtsust iseloomustavat suurust – päeva keskmine kogupilvisus pallides, mida saab omakorda keskmistada kogu vaadeldava sesooni ulatuses, päeva keskmine madal pilvisus pallides, mida saab samamoodi keskmistada ja lauspilves päevade arv vaatlusalusel sesoonil. Lineaarse korrelatsiooni kordajad nende suuruste ja suhtelise G/G_{clear} vahel osutusid kõigil vaatlusalustel aastaegadel ligikaudu võrdseteks, väärtustega vahemikus -0,78 kuni -0,85. Sügisel ja talvel esines märkimisväärne positiivne korrelatsioon veel lumikattega päevade arvu ja suhtelise G/G_{clear} vahel, sügisel oli see 0,54 ja talvel 0,66.

Nii pilvisus kui ka talvise poolaasta lumepäevade arv sõltuvad mitte kohalikest vaid suurema mastaabiga protsessidest. On hästi teada, et tsükloonaalse aktiivsusega kaasnevad pilvised ilmad, sademed ja talvisel poolaastal sageli ka puudulik lumikate, antitsüklonitega aga sagedasti talvel külmad ja suvel soojad päikeselised ilmad. Tsükloonaalne aktiivsus Põhja-Euroopas sõltub oluliselt Arktika ostsillatsioonist (AO) ja Põhja-Atlandi ostsillatsioonist (NAO). Atmosfääri tsirkulatsiooni karakteristikute seoseid Eesti kliima muutustega on varem uurinud V. Russak (1999), J. Jaagus (2003) ja ehk veelgi mõned eesti autorid. Arktilika ostsillatsioon, mida iseloomustatakse Arktika ostsillatsiooni indeksiga, kajastab põhjapoolkera õhurõhu kontrasti polaaralade ja kesklaiste vahel. Indeksi positiivsete väärtuste korral on rõhukontrast suurem ja negatiivsete väärtuste korral väiksem kui keskmiselt. Kõige suurema rõhukontrasti tsoonis puhuvad tugevad läanetuuled ja soodustavad tsüklonite liikumist Atlandilt üle Põhja-Euroopa itta. Ilmade ja AO indeksi seos ilmneb selgemini suurima rõhukontrasti tsooni lähedal.

Väiksema rõhugradiendiga regioonides, kuhu ka Eesti mõnel ajal satub, ei tarvitse korrelatsioon AO indeksi ja ilma karakteristikute vahel olla kuigi kõrge (Zhao *et al*, 2006). Arktilika ostsillatsiooniga on tihedalt seotud põhjapoolkera polaartsüklon (*Northern Hemisphere circumpolar vortex*). Talvel paikneb see troposfääri ülaosas ja stratosfääris, suvel ainult troposfääri ülaosas, kuna kevadest sügiseni puhuvad stratosfääris idakaarte tuuled. Polaartsükloni pöörise suurus kajastab samuti õhumassi jaotumist polaar- ja kesklaiste vahel. Kuni 1970ndate aastate alguseni on üldise tendentsina toimunud polaartsükloni paisumine ja pärast seda alanud tema kokkutõmbumine pooluse poole (Frauenfeld, Davis, 2003). Talvel on polaartsükloniga haaratud pindala osutunud suurimaks 1960ndate esimesest poolest 1970ndate keskpaigani. See on aeg, mil Eestis ja mujal Põhja-Euroopas domineerisid külmad talved, kuid nende sekka sattus ka pehmemaid ja vähem lumiseid, eriti 1970ndate alguses. Aastatel 1955–1988 on domineerinud AO indeksi negatiivsed väärtused, millede muutumises ei ilmne regulaarse trendi märke. Alates 1989. aastast on talvised AO indeksi väärtused muutunud järsult positiivseks ja püsinud sellisel tasemel 1995. aastani (Delworth, Dixon, 2000).

Talved on Eestis sellel perioodil olnud keskmisest “pimedamad”, kuid seos AO indeksi ning talvise keskmise G/G_{clear} vahel pole eriti üksühene. Pärast 1996. aasta pikka lumist talve on jällegi esinenud mitu lumevaest, kuigi AO indeks on olnud üsna keskmisel tasemel. Polaartsükloni märgatav kokkutõmbumine suveperioodil on toimunud aastatel 1977–1993, mis langeb hästi kokku pilviste suvede perioodiga Eestis. Käesolevas töös ei ole vaadatud seoseid tsüklonite arvuga ja nende liikumisteedega nimetatud perioodil.

Troopikavööndist pärit veemasside ainus võimalus pääseda polaarjoone taha on Atlandi ookeani kaudu. Lisaks AO indeksiga kirjeldatavale kogu poolkera õhumasside meridionaalsele jaotumisele toidab Golfi hoovuse ja tema jätku Põhja-Atlandi hoovuse kaudu kulgev soojavarustus energiaga Põhja-Atlandil tekkivaid tsükloneid. Troopikavööndi ookean on kliimasüsteemi energiasalvesti. El Niño/Lõunaostsillatsiooni ehk ENSO külmas faasis kogutakse energiat troopilise Vaikse ookeani lääneserva pindmisesse veekihtidesse, sooja El Niño faasi ajal aga, mil sooja vee kiht laotub suuremale pindalale, kantakse seda üle atmosfäärile. Kuna põhilise soojavee basseini geograafiline asukoht El Niño-Lõunaostsillatsiooni tsükli vältel muutub, siis muutuvad ka kolmekümnendate laiuskraadide lähistel paiknevate suhteliselt statsionaarsete kõrgrõhkkondade asukohad ja tugevused. Põhja-Atlandi ostsillatsioon (NAO) iseloomustab õhumassi

jaotumist Atlandi sektoris statsionaarsete Assooride kõrgrõhkkonna ja Islandi madalrõhkkonna vahel. Kahe õhurõhu keskme kontrasti kajastava NAO indeksi puuduseks on asjaolu, et indeksi arvutamine põhineb statsionaarsetes ilmajaamades mõõdetud rõhu andmetel. Tegelikud rõhutsentrid aga ei püsi paigal vaid triivivad ja aeg-ajalt või teatud aastaaegadel koguni regulaarselt võivad üks või mõlemad statsionaarsetest rõhu mõõtmise punktidest jääda väljapoole kõrg- või madalrõhu tsooni, mida nad peaksid iseloomustama. Eriti ilmneb see asjaolu suvekuudel, mil mõlemad rõhutsentrid liiguvad Põhja-Ameerika kontinendi lähistele (Portis *et al*, 2000). Ka siis, kui rõhutsentrite ja rõhu mõõtmiste ilmajaamade asukohad paiknevad lähestikku, ei tarvitse korrelatsioon Eesti ilmade karakteristikute ja NAO indeksi vahel olla kuigi kõrge, sest ilma kujundavate tsüklonite teekonnad võivad Eestit puudutada vaid riivamisi.

7. Kokkuvõte

Tartu-Tõravere Meteoroloogiajaamas asukoha tingimused vastavad vähemalt Lõuna-Eesti sisemaa tüüpilistele. Selles jaamas aastatel 1955–2006 pidevalt toimunud kiirgusmõõtmiste andmetel moodustab summaarse integraalse kiirguse kogusumma suvisel poolaastal (vahemik kevadisest pööripäevast sügisese pööripäevani) ning ka kevadel ja suvel eraldi keskmiselt 65% sama ajavahemiku kliimaatilist tüüpilistele tingimustele vastavast pilvitute ilmade summast. Kui välja arvata kaks erandlikult päikeseliste ilmadega suvist poolaastat 1963 ja 2002, siis mahub aastast-aastasse muutlikkus keskmise suhtes $\pm 10\%$ piiresse. Kahel erandlikult päikesepaistelisel aastal küündis kõrvalekalle $+15\%$ ni ehk ligi 75% ni kujuteldava ainult selgete ilmadega poolaasta väärtusest. Integraalse otsekiirguse kogusumma suvisel poolaastal oli keskmiselt 41% kujuteldava selgete ilmadega perioodi väärtusest, kusjuures maksimaalne väärtus ulatus 54% ja minimaalne $30,5\%$ ni. Keskmise otsekiirguse kogusumma kevadel oli 43% ja suvel 39% . Lineaarne korrelatsioon summaarse ja otsekiirguse suhteliste summade vahel oli kõige kõrgem ($0,96$) suvel ja veidi madalam ($0,92$) kevadel.

Summaarse ja otsekiirguse summade aastast-aastasse muutumise iseloom kevadel ja suvel osutus märgatavalt erinevaks. Kevadel jaotusid väärtused keskmise suhtes sümmeetriliselt, suvel ilmsid bimodaalsuse tunnused. Kevadistes kiirguse suhteliste summates ilmses kvaasiperioodsus maksimumidega 1965. ja 2000. aasta paiku ning miinimumiga aastatel 1980–1985. Suvedel domineerisid suured väärtused ajavahemikus 1966–1975 ja veelgi ilmekamalt pärast 1994. aastat. Vahepealsete aastate 1976–1993 suvedel domineerisid keskmisest väiksemad väärtused. Arvestatavat korrelatsiooni kevadiste ja suviste väärtuste vahel ei esinenud. Kuna üsna suur osa inimestest kasutab oma suvepuhkust ajavahemikus orienteeruvalt 1. juulist 20. augustini, siis on hinnatud, kui heas korrelatsioonis on selle lühema ajavahemiku kiirguse summad kogu kalendrisuve omadega. Lineaarse korrelatsiooni kordaja väärtus osutus nii kõrgeks kui $0,94$.

Sügisel moodustas integraalne summaarne kiirgus keskmiselt 47% ja otsekiirgus 23% kujuteldavate selgete ilmade omast. Summaarse kiirguse aastast-aastasse kõikumised keskmise suhtes mahtusid piiridesse $\pm 30\%$. Otsekiirguse ekstreemsed väärtused kujuteldava selge ilma suhtes olid 9% ja 38% . Talvel osutus summaarse kiirgusega varustatus paremaks kui sügisel, moodustades keskmiselt 57% kujuteldava selgete ilmadega talve väärtusest. Aastast-aastasse muutumise amplituud selle keskmise suhtes $\pm 30\%$ oli sama suur kui sügisel. Otsekiirgus moodustas talvel keskmiselt $30,5\%$ selge ilma väärtusest, kusjuures ekstreemväärtused olid 16% ja 52% . Summaarse ja

otsekiirguse vahelise lineaarse korrelatsiooni kordaja nii sügisel kui talvel oli märksa väiksem kui suvisel poolaastal, kõigest 0,60.

Põhiliseks kiirguse suhtelisi summasid reguleerivaks teguriks sügisel nagu suvelgi on pilvisus. Lauspilves päevadel läbi pilvede maapinnani jõudev summaarne kiirgus moodustas lumetu aluspinna korral kõigil aastaagadel keskmiselt 30% pilvitu ilma omast. Püsiva lumikattega talvedel oli see suurus (43%) ligemale 1,5 korda suurem.

Tänuavaldused

Käesolev töö on tehtud Eesti Teadusfondi grandide nr. 5348 toetusel. Ühtlasi on töö seotud Euroopa Liidu COST 726 projektiga. Autorid tänavad EMHI Tartu-Tõravere Meteoroloogiajaama kvaliteetsete kiirgusandmete eest.

Kirjandus

- Delworth, T.L., Dixon, K.W., 2000. Implications of the recent trend in the Arctic/North Atlantic Oscillation for the North Atlantic Thermohaline Circulation. *J. Climate*, 13, 3721–3727.
- Eerme, K., 2005. Variations of total solar radiation and estimated erythemal UV doses in Estonia during 1953–2004. *Annalen der Meteorologie*, 41, 663–666.
- Eerme, K., Veismann, U., Koppel, R., 2003. Erüteemsete ultraviolettkiirguse dooside tagasivaatav hindamine. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 93, 295–307.
- Eerme, K., Veismann, U., Lätt, S., 2006. Proxy-based reconstruction of erythemal UV doses over Estonia for 1955–2004. *Ann. Geophys.*, 24, 1767–1782.
- Eesti Kiirguskliima Teatmik. Koost. Russak, V., Kallis, A. 2003. EMHI, Tallinn.
- Frauenfeld, O.W., Davis, R.E., 2003. Northern hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications. *J. Geophys. Res.*, 108, 4423, doi:10.1029/2002DJ002958.
- Jaagus, J., 2001. Kliimakalender. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 90, 9–25.
- Jaagus, J., 2003. Kliimamuutuste tendentsid eestis 20. sajandi teisel poolel seotuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 93, 62–79.
- Kivi, K., 2001. Fenoloogiliste aastaegade ilmastikulisest omapärast aastatel 1989–1998. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 90, 26–47.
- Portis, D.H., Walsh, J.E., Hamly, M.E., Lamb, P.J., 2000. Seasonality of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 14, 2069–2078.
- Russak, V., 1999. Muutustest kliimaelementide aegridades varakevadises Eestis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 52–59.
- Russak, V., Ohvril, H., Teral, H., Jõeveer, A., Kallis, A., Okulov, O., 2005. Multi-annual changes in spectral aerosol optical thickness in Estonia. In: *Abstracts of the European Aerosol Conference 2005 (28 August – 2 September 2005, Ghent, Belgium)*, 399.
- Zhao, J., Cao, Y., Shi, J., 2006. Core region of Arctic Oscillation and the main atmospheric events impact on the Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L22708, doi:10.1029/2006GL027590.

Interannual and seasonal variation of total solar radiation at Tartu-Tõravere Meteorological Station in 1955–2006

Kalju Eerme

Tartu Observatory

Ain Kallis

Estonian Meteorological and Hydrological Institute

Uno Veismann

Tartu Observatory

Ilmar Ansko

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Silver Lätt

Institute of Environmental Physics, University of Tartu

Summary

The available amount of solar radiation reaching the ground-level is an important climate characteristic. Living organisms are adapted to the average values as well as the interannual and intraseasonal variations of that quantity. The variations of solar energy supply at the Tartu-Tõravere Meteorological Station site (58°16'N, 26°28'E, 70 m a.s.l.) in 1955–2006 have been studied on seasonal level.

The daily sums of global and direct irradiance to the horizontal surface have been treated as the ratios G/G_{clear} and I/I'_{clear} relative to the climatological clear sky value. The average daily sum of global irradiance in the summer half-year corresponds to 65% of the climatological clear-sky value. The interannual variation of the half-yearly totals remains within $\pm 10\%$ but for only two exceptions. In winter and autumn the long-term average values of G/G_{clear} have been 57% and 47%, respectively, and the ranges of variation relative to these within $\pm 30\%$. At the study site the summer half-year contributes on average 80.5% to the annual total of global irradiance and 87% to the annual total of direct irradiance.

In the summer half-year the daily ratios of G/G_{clear} and I/I'_{clear} are more closely correlated to each other than in the winter half-year. The coefficients of linear correlation between the half-yearly totals have been 0.90 and 0.60, respectively. On the seasonal level the highest correlation, 0.96, occurred in summer, and slightly lower, 0.92, in spring.

In the time series of both summer totals G/G_{clear} and I/I'_{clear} there is an interval of reduced values in 1976–1993. High values dominate in 1966–1975 and after 1994. Smoothed variation in the spring season demonstrates quasiperiodic features with the maxima around 1965 and since about 2000 and a minimum in 1980–1985.

The coefficients of the linear correlation between the seasonal average ratio G/G_{clear} and the three cloud-amount-related characteristics (seasonal average low cloud amount, seasonal average total cloud amount and seasonal number of overcast days) have been found to be close to each other with the values around -0.80 in all seasons.

The large-scale weather conditions over Northern Europe depend on the general circulation of the atmosphere, especially on the characteristics of large-scale eddies and their interaction with the atmospheric mean westerly flow. The correlation between the Estonian weather and large scale weather patterns is rather moderate.

Tartu õhutemperatuuri pika-ajalise muutlikkuse seaduspärasusest

Olavi Kärner
Tartu Observatoorium

1. Sissejuhatus

Mingi koha kliima peamiseks iseloomustajaks on ikka peetud temperatuuri ja sademeid. Viimased siia vaatlusse ei sobi, sest ööpäevasel tasemel on tegu katkevate ridadega. Õhutemperatuuri kujunemisele aitavad kaasa nii determineeritud kui ka juhuslikud tegurid. See tingib statistika metoodika kasutamise vajaduse.

Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumis said 2. detsembril 1865 alguse järjekindlad ilmavaatlused (TÜIO, 1919). Need vaatlusread on olnud aluseks mitmetele Tartu ja Eesti kliima kohta käivatele töödele. Esimene ulatuslikum on TÜIO (1919), mis esitab kokkuvõtte esimese 50 aasta vaatlustulemuste analüüsist. Õhutemperatuuri osas antakse andmed aasta, kuu ja isegi päeva keskmiste kohta. Lisaks on veel esitatud maksimum- ja miinimumtemperatuurid ning suve- ja külmapäevade arv aastate kaupa. Tänaste uurimuste seisukohast on huvitavamad vihikus esitatud temperatuuri sagedusjaotused, mis on esitatud kuude kaupa.

K. Kirde (1939) lisab veel 20 aasta andmed ja lähendab Tartu aasta keskmiste hälvete jaotuse normaaljaotusega, mille keskmine on null ja standardhälve $0,96^{\circ}\text{C}$. See jaotus osutub hästi sobivaks kõigi ajavahemikust 1807–2004 Tartu kohta mõõdetud aasta keskmiste temperatuuride hajuvuse kirjeldamiseks (Kärner, Meitern, 2005).

Pärast sõda on vaatlusjaamad viidud Tartust välja. 1949. aastal alustas tööd ka Hüdrometeoroloogia Teenistuse jaam Ülenurmes lennuväljal. Ülenurme vaatlusandmed ajavahemikul 1951–1996 esindavad Eesti Meteoroloogia ja Hüdrolögia Instituudi interpretatsioonis Tartu temperatuuri. Ülenurme jaama temperatuuri muutlikkust aastatel 1966–1996 on analüüsinud J. Jaagus (1996; 1999). Ta jõudis otsusele, et 30 aasta jooksul on kõige enam kuu keskmine temperatuur tõusnud kevadkuudel.

Koos astronoomiaobservatooriumi valmimisega Tõraveres sai samale territooriumile koha ka aktinomeetria jaam, kus 1965. aasta sügisel algas ka regulaarne õhutemperatuuri registreerimine. Teineteisest 20 km kaugusel asuvate Ülenurme ja Tõraverre jaamade andmed on veidi nihkes. R. Kivi (1990) on leidnud, et aastatel 1955–1989 oli Tõraverre temperatuur keskmiselt $0,2^{\circ}\text{C}$ võrra kõrgem kui Ülenurmes. Kuude lõikes on veidi suurem erinevus talvel ja suvel. Sügisel ja kevadel on temperatuurid väga lähedased.

Tartus ja selle lähimas ümbruses mõõdetud õhutemperatuuride andmeid on võrreldud 200aastase perioodi jooksul (Kärner, Meitern, 2005). Tulemus näitab, et vaid kahe aasta keskmised erinevad enam kui kahe standardhälbe võrra K. Kirde (1939) töös saadud keskmisest $4,7^{\circ}\text{C}$. Seega pole erilist põhjust arvata, et Tartu kliima on soojenenud viimase 200 aasta kestel. Viimast väidet toetasid ka kaks lihtsat trendi arvutustel rajanevat testi selle uurimiseks ja mõlemad näitasid trendi puudumist 16päevase sammuga osaridades. Seega peaks selle ajalõigu jooksul mõõdetud temperatuuri dispersioon olema heaks näitajaks Tartu praeguse kliima muutlikkuse ulatuse kohta.

Kliima iseloomustamisel kasutatakse viimasel ajal paralleelselt kaht terminit (nt IPCC, 2001) – *kliima muutlikkus* ja *kliima muutumine*. Kas kaht erinevat terminit on tingimata tarvis, pole iseenesest mõistetav. Laialt levinud eestikeelne kliimadefinitsioon (st kliima kui paljuaastane ilmade laad ja rütm) toetub sellistele muutlikele nähtustele nagu ilmad. Kuid meteoroloogias on (tavaliselt) ilma ja kliima (ajaline) mastaap olnud erinevad. Seega võib juhtuda, et pidevalt muutuvus ilmade jadas leidub mingi kvantitatiivselt määratav süsteem, millega saab antud (koha ja ajavahemiku) kliimat iseloomustada. Kui selline süsteem leidub, siis pole tarvis kliima muutlikkusest rääkida, vaid ainult ilmade muutlikkusest antud kliima piirides. Termin *kliima muutus* tuleks käsitlemisele siis, kui peaks muutuma ilmade muutlikkuse süsteem. Kui sellist süsteemi ei leidu, tuleb nõustuda, et kliima on pidevalt muutuv, nagu reklaamivad Hansen *et al* (1993).

On ilmne, et enne vajab täpsustamist kaasaja ilmade muutlikkuse ulatus ja võimalik süsteem selles muutlikkuses. Alles siis saab asuda kliima võimaliku muutuse uurimise juurde. Järgnev uurimus üritab ilmade muutlikkuse struktuuri kirjeldada ühe paiga õhutemperatuuri aegridade alusel.

Kliima muutlikkuse kvantitatiivse kirjeldamise seisukohalt on vaja uurida (temperatuuri) aegridu, mis on registreeritud piisavalt tiheda sammuga, sest see annab täpsema dispersiooni. Pole mõtet opereerida ajaliselt keskmistatud suurustega, mis võivad põhjustatud nihutatud hinnanguid. Hea andmebaasi temperatuuri kohta annavad päevased tähtajalised vaatlused. Autoregressiooni ja integreeritud liikuva keskmistamise mudelid (ARIMA) on osutunud temperatuuriridade ajalise muutlikkuse kirjeldamiseks sobivateks. Kärneri (2007) kogemused näitavad, et ARIMA (0,1,1) mudel on sobiv selliste temperatuuriridade pika-ajalise muutlikkuse kirjeldamiseks eeldusel, et ridade ajaline samm on piisavalt suur likvideerimaks lühiajalise tugeva mittestatsionaarsuse mõju. Sama skeemi alusel saab siin sobitatud sama mudel kuuetele Tartu temperatuurireale. Struktuurfunktsiooni arvutamise etapp Hursti eksponendi H suuruse hindamiseks on siin välja jäetud, sest see annab sama tulemuse kui varasemates töödes (Kärner, 2005; Kärner, Meitern, 2005).

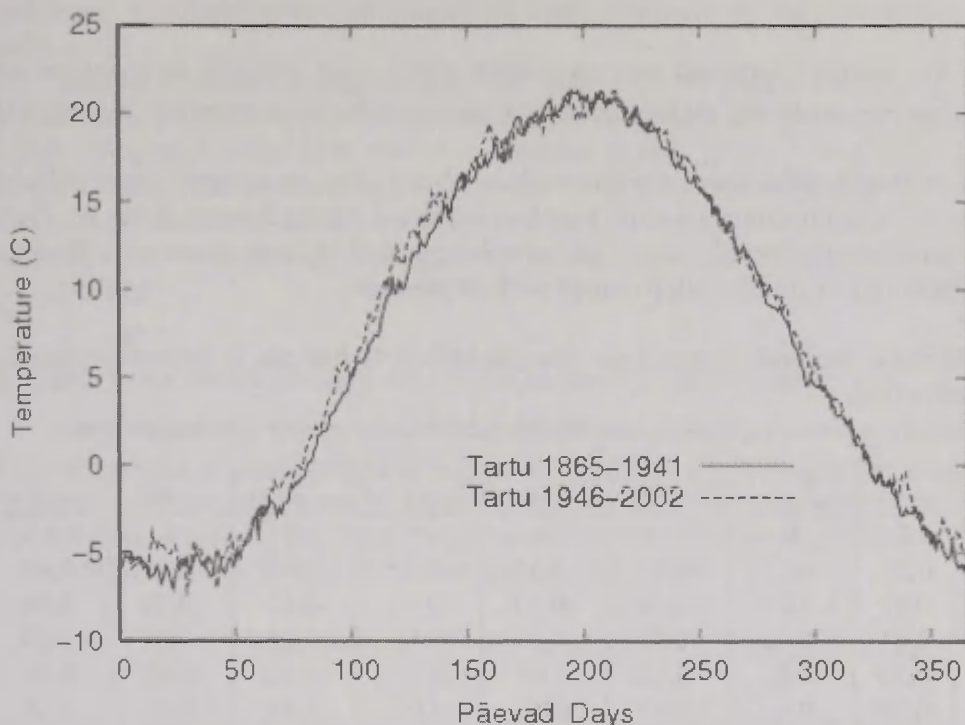
2. Lühiajaliste vaatluste algandmetest

Siin on vaatluse all tähtajaliste vaatluste read vahemikust 1865–2002. Aastate 1941 ja 1944 read on puudulikud, sest rindejoon Emajõel takistas ilmavaatlusi. Seetõttu on lihtsam jagada mudelite sobitamist kahe perioodi peale, kui püüda lünki täita. Jagamisest võib teatud kasu leida. Nimelt näitab selline sobitamine, kas mudeli seisukohast võib kahtlustada mingeid erinevusi kahe perioodi ridades.

Esimene periood hõlmab vaatlused linna piirides aastatel 1865–1941. Selle perioodi kohta on kogu ulatuses saadavad andmed kella 7, 13 ja 19 kohta. Sõjajärgsest perioodist on kasutatud samuti kolme kellaaja read, algul linnast, edasi Ülenurmest 1951–2002.

Ridades on arvutatud keskmine aastane kõik päevade kaupa. Mõlema perioodi keskpäeva ridade jaoks on see esitatud joonisel 1. Aastased käigud on veidi erinevad. Kuna siin on eesmärgiks saada mudel, mis kirjeldab lokaalse anomaalia pika-ajalist arengut, siis on ka eelistatum vaadelda hälbeid kummagi perioodi, mitte kogu kättesaadava rea keskmise aastase käigu suhtes. Temperatuuri aastane kõik on puhta siinuslainega võrreldes veidi lõmmis ja rahuldava lähenduse saamine nõudis K. Kirdelt

(1939) kolme harmooniku kasutamist. Siin pole funktsionaalset kuju vaja ja hálbed on arvatud päevade kaupa eri vaatlusaegade keskmisest käigust. Nii saab kokku kuus hálvete rida modelleerimise algandmeteks.



Joon. 1. Tartu keskpäeva temperatuuri aastane käik, mis on arvatud päevade kaupa kahe perioodi jaoks enne ja pärast Teist Maailmasõda.

Fig. 1. Annual course for the noon temperature in Tartu for two time intervals.

3. Korrelatsioonid kliima mastaabis

Esialgset teavet sobiva ARIMA mudeli tüübi kohta saab ridade ja nende muutude autokorrelatsioonidest (Box, Jenkins, 1976). See töö on varasema artikli (Kärner, Meitern, 2005) järg nii kasutatud ridade kui ka meetodika mõttes. Nimetatud töö kogemus ütleb, et kliima uurimisel on tarvis ilma mastaabi muutlikkus kliima omast välja eraldada. Mida see praktiliselt tähendab, seda on selgitatud järgnevalt osaridade kaudu.

Lihtne viis on vaadelda algrea osaridu üle nii pika ajasammu, et tugev lühiajaline korrelatsioon kaob. Seega, muutude osaread avalduvad

$$x_{r,j}(t) = X(t\tau + j) - X((t-1)\tau + j), \quad (1)$$

kus $j = 1, 2, \dots, \tau$ tähistab osarida ja $t = 1, 2, \dots, n/(\tau - 1) = n_1$. Seega on esialgne rida jagatud τ osareaks igaühes n_1 liiget. Siin on edaspidi vaatluse all kolm ajasammu $\tau = 32, 64$ ja 128 päeva. j -nda osarea autokorrelatsioon arvutatakse valemist

$$r_{\tau,j}(k) = C_{\tau,j}(k) / C_{\tau,j}(0), \text{ kus}$$

$$C_{\tau,j}(k) = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} (x_{\tau,j}(i) - \bar{x}_{\tau,j})(x_{\tau,j}(i+k) - \bar{x}_{\tau,j}). \quad (2)$$

Satside muutude keskmised $\bar{x}_{\tau,j}$ on üldiselt nullist erinevad (isegi anomaaliate rea jaoks) tänu satside erinevale pikkusele. Seega on uus hälvet arvutamine valemis (2) paratamatu.

Ilma mastaabi mõju kõrvaldamist selgitab tabel 1, kus on esitatud korrelatsiooni muutumine, kui muudu samm kasvab. Tabelis on Tartu I perioodi hommikuse rea (I-7) keskmised autokorrelatsioonid (üle τ osarea) nihetega nullist kuni 6 sammuni. Indeks korrelatsioonikordaja r juures näitab muudu pikkust päevades.

Tabel 1. Esimese perioodi hommikuse rea (lühidalt I-7) hälvet ja mõnede muutude autokorrelatsioonid.

Table 1. Sample autocorrelations for the morning series and some of its increments.

nihe/lag k	$r_0(k)$	$r_1(k)$	$r_2(k)$	$r_4(k)$	$r_8(k)$	$r_{16}(k)$	$r_{32}(k)$	$r_{64}(k)$
0	1	1	1	1	1	1	1	1
1	0,71	-0,17	-0,31	-0,39	-0,45	-0,48	-0,48	0,49
2	0,52	-0,14	-0,09	-0,07	-0,03	-0,01	-0,01	0,00
3	0,41	-0,06	-0,05	-0,03	-0,02	0,00	-0,01	-0,01
4	0,34	-0,03	-0,02	0,00	-0,01	-0,02	0,02	0,00
5	0,28	-0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00
6	0,23	-0,02	-0,02	-0,01	0,00	-0,02	0,00	-0,02

Tabeli esimene veerg näitab, et korrelatsioon temperatuurihälvet rea liikmete vahel kahaneb aeglaselt nihke kasvades. Empiiriliseks modelleerimiseks oluline informatsioon peitub muutude autokorrelatsioonides. Neid on arvatud seitsme rea jaoks. Alumine indeks τ juures näitab päevade arvu, üle mitme on muudu samm. Negatiivse korrelatsiooni tugevnemine naabermuutude vahel (st $r_1(1)$) koos τ kasvuga kaasneb kõigi järgnevate koefitsientide hääbumine. Negatiivne korrelatsioon naabermuutude vahel viitab (lühiaegsele) negatiivsele tagasisidele – kui üks samm suurendab hälvet, siis järgmisel on tendents seda vähendada. Tabel 1 näitab, et negatiivsel tagasisidel Tartu õhutemperatuuri genereerivas süsteemis on tendents tugevneda kuni muudu sammu pikkus läheneb kahele kuule.

Tugevasti negatiivne $r_1(1)$ väärtus saabki aluseks keskmise muutlikkuse mudeli ehitamisel. Mudeli kuju stabiilsuse suhtes on oluline teada, kui suure τ ulatuse korral valitseb tugev negatiivne korrelatsioon järjestikuste muutude vahel.

Selleks vaatame keskmise järjestikuste muutude vahelise korrelatsiooni

$r_\tau(1) = \frac{1}{\tau} \sum_{j=1}^{\tau} r_{\tau,j}$ sõltuvust muudu sammust τ üle piisavalt pika τ ala. Joonisel 2 on toodud $r_\tau(1)$ käik τ funktsioonina, arvatud mõlema perioodi ridadest. Vasakpoolne tahvel näitab korrelatsioone hommikuste ridade korral, kui muudu samm on 1–100 päeva. Tugevaim negatiivne korrelatsioon saavutatakse umbes kuu pikkuste muutude jaoks ja see on küllalt püsiv kuni 100päevaste muutudeni. Parempoolne tahvel näitab

keskpäevaste ridade muutude vahelist korrelatsiooni, kui muudu pikkus muutub kümnest kuni tuhande päevani. Siin ilmneb oluline tendents, et kusagil paari-kolmesaja päevastest sammudest algab korrelatsiooni aeglane nõrgenemine. Nõrgenemine on loomulik, sest mingi koha temperatuurimuut sõltub paratamatult ka juhuslikest mõjutustest (näiteks neeldunud päikesekiirguse muutused muutliku pilvisuse ja solaarkonstandi väärinate tõttu).

Selline korrelatsioonifunktsioon, kus vaid $r(1)$ on selgelt nullist erinev, vastab esimest järku liikuva keskmistamise modelile (Box, Jenkins, 1976) muutude jaoks. Tabeli 1 järgi otsustades võiks seda mudeli sobitamist üritada juba $\tau = 8$ korral. Ja joonis 2 näitab, et teda võib pruukida kuni suurte τ väärtusteni. Eelnevast kogemusest (Kärner, 2007) lähtudes saab öelda, et see on liiga lühike ajasamm. Siin on esitatud modelid kahe perioodi kolme kellaaja ridade pikaajalise muutlikkuse kirjeldamiseks τ osarea abil, kus $\tau = 32; 64; 128$.

4. Mudel ja sobitatud parameetri väärtused kahe perioodi kohta

Järjestikuste muutude vahelise korrelatsiooni alusel võib arvata, et sama tüüpi autoregressiooni ja integreeritud liikuva keskmistamise (ARIMA) mudel peaks sobima. Et ainult $r_\tau(1)$ on ilmselt nullist erinev (tabel 1), siis viitab see esimest järku liikuva keskmistamise mudeli MA(1) sobivusele osaridade muutlikkuse kirjeldamiseks.

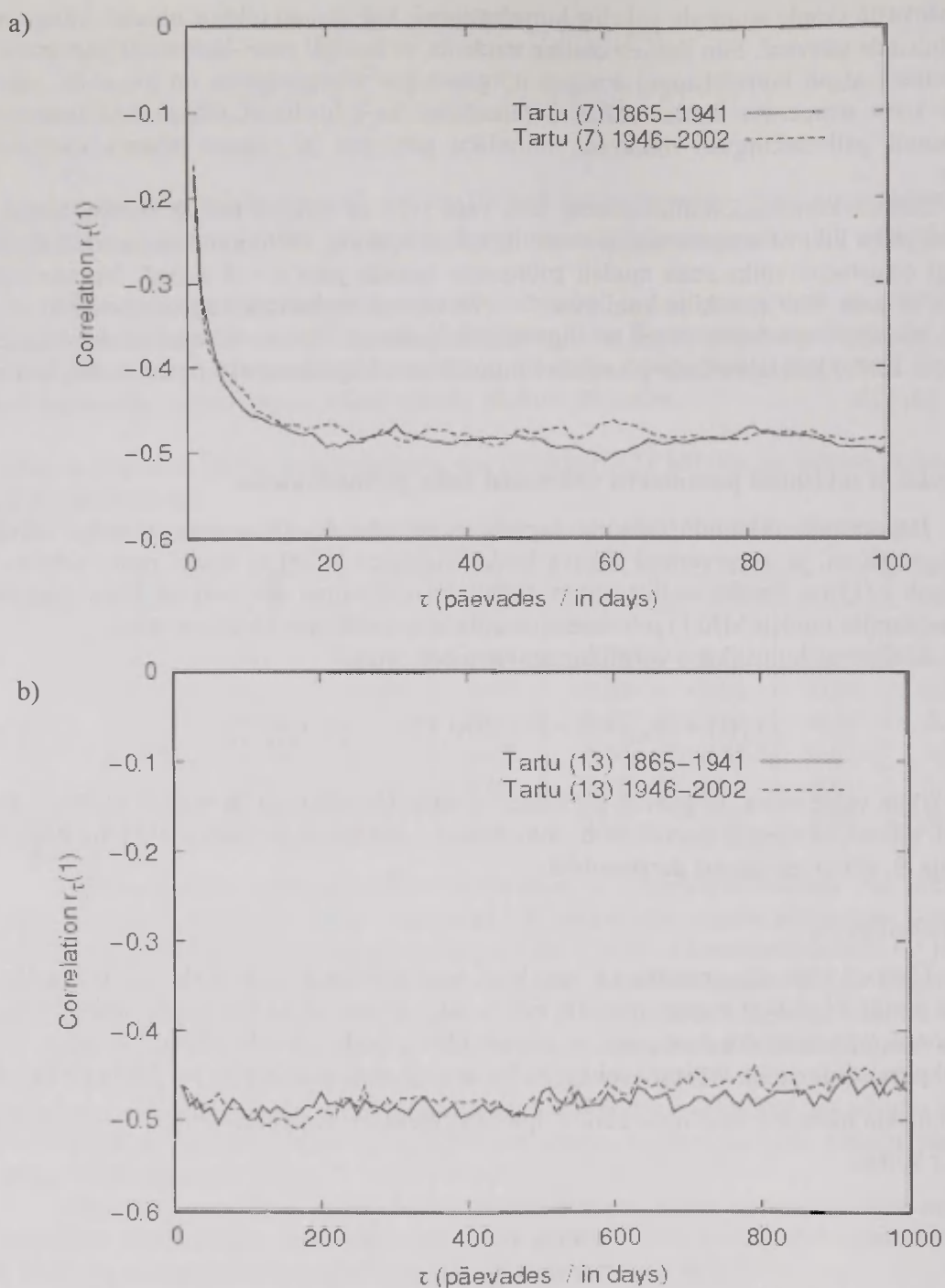
Üldisemas kujus (koos vabaliikmega) avaldub mudel

$$x_j(t) = \Theta_{0,j} + (1 - \Theta_{1,j}B)a_j(t) \quad j = 1, 2, \dots, \tau, \quad (3)$$

kus $a_j(t)$ on valge müra. Järgnevalt on toodud sobitamise tulemused kolme τ (32, 64, 128) korral, selleks, et näidata mudeli tüübi sõltumatust τ väärtusest ja samal ajal ka sobitatava kordaja Θ_1 sõltuvust samast parameetrist.

4.1. Vabaliige Θ_0

Üldiselt võib olla modelis ka vabaliige, sest kirjeldatav rida võib sisaldada pikaajalist trendi. $\Theta_0 \neq 0$ ei muuda modelis muud, kui näitab taseme nihet satsi jooksul. Kui nihe on deterministlikku laadi, siis ta ilmneb ühte moodi iga satsi korral. Trendita rea korral pole saadav nihe ühtlane, vaid juhuslik arv iga satsi pikkuse jaoks. Tema olulisust saab hinnata muutude keskmiste kaudu. Iga satsi jaoks on avaldatav $\overline{\Theta_{0,j}} = x_j$ iga $j = 1, 2, \dots, \tau$ korral.



Joon. 2. Tartu õhutemperatuuri järjestikuste muutude vaheline korrelatsioon muudu pikkuse (τ) funktsioonina. a) – hommikused read muudu samm 1–100 päeva; b) – keskpäeva read, muudu samm 10–1000 päeva.

Fig. 2. Correlation between the consecutive increments of different length. a) – for daily to 100 day increments; b) – noon series for the increment range from 10 to 1000 days.

Ligikaudne vea σ_x^- hinnang muutude keskmise jaoks avaldub (Box, Jenkins, 1976)

$$\sigma_x^- = \sqrt{\frac{C(0)(1+2r_x(1))}{n_1}}, \quad (4)$$

kus $C(0)$ märgib osarea $x_{\tau}(t)$ dispersiooni.

Vea valemi (4) abil saab lihtsa esialgse tingimuse vabaliikme jaoks. Kui kogu satsi keskmise muut (üle vastava sammu) on absoluutselt väiksem kui viga, on õigem vabaliige nulliks võtta. Siin on arvatud kolme τ korral (32, 64 ja 128 päeva) nii keskmise muut kui ka selle viga kahe perioodi jaoks. Need tulemused on tabelis 2 esimesel kuuel real kõigi kuue satsi osaridade jaoks. Read on tähistatud perioodi (I ja II) ja vaatlusajaga (7,13,19).

Tabel 2. Parameetrite keskmised väärtused mudeli (3) sobitamisel Tartu temperatuuri osaridadele.

Table 2. Average values for the model (3) parameters fitted to the Tartu sub-series.

Parameeter	I-07	I-13	I-19	II-07	II-13	II-19
$\overline{x_{32}}$	-0,006	-0,006	-0,004	-0,006	-0,007	-0,005
$\overline{\sigma_{x32}}$	0,007	0,007	0,009	0,008	0,008	0,009
$\overline{x_{64}}$	-0,015	-0,015	-0,013	-0,010	-0,012	-0,007
$\overline{\sigma_{x64}}$	0,015	0,014	0,016	0,015	0,015	0,016
$\overline{x_{128}}$	-0,018	-0,020	-0,013	-0,011	-0,007	-0,030
$\overline{\sigma_{x128}}$	0,28	0,23	0,27	0,27	0,24	0,28
$\tau = 32, \overline{\Theta_1}$	0,954	0,956	0,945	0,9561	0,959	0,949
$\tau = 64, \overline{\Theta_1}$	0,935	0,939	0,929	0,943	0,944	0,936
$\tau = 128, \overline{\Theta_1}$	0,915	0,929	0,915	0,935	0,935	0,922

Tabeli 2 esimese kahe rea absoluutväärtuste võrdlus näitab, et viga on üldiselt suurem kui vastava muudu keskmine üle kogu satsi. Sama omavahelist suhet näitab ka kolmanda ja neljanda ning viienda ja kuuenda rea võrdlus. Seega on antud juhul põhjendatud võtta mudelis $\Theta_0 = 0$ iga osarea jaoks.

Mudeli iseloom muidugi rõhutab, et Θ_0 on satsi algus- ja lõpp-punktist sõltuv. Seega, rangelt võttes kehtib tulemus vaid konkreetse satsi kohta. Niipea kui reas vaatlusandmeid lisandub, tuleb ka uuesti hinnata vastav Θ_0 . Θ_0 mõjutajana on ilmselt oluline osa päikesel. Öpiku (1958), Hoyti ja Schatteni (1992), Leani (1997) ja paljude teiste tööd on näidanud *solaarkonstandi* muutlikkust kuni 0,1% ulatuses oma keskmisest. Et muutlikkus on juhusliku iseloomuga, siis on seda ka tema mõju õhutemperatuurile kliimasüsteemi eri osades. Üldises lähenduses jääb vabaliige ka Tartu ridade korral lahtiseks. Niipea kui ridades vaatlusandmete hulk konkretiseerub, saab arvutada ka vastav Θ_0 .

4.2. Kordaja Θ_1

Et ei tuleks nihet jääkide ruutude summas, siis sobitame Θ_1 hälvete reale

$$z_j(t) = x_j(t) - \overline{x_j}. \quad (5)$$

Maksimaalse tõepärasuse meetod (nt Box, Jenkins, 1976) viib hälvete ruutude summa minimiseerimisele. Üht ainsat kordajat on lihtne sobitada katseliselt, andes talle väärtusi mingis vahemikus küllalt tiheda sammu tagant ja registreerides saadud jääkide ruutude summa. Summa miinimumile vastabki mudelisse (3) sobiv väärtus.

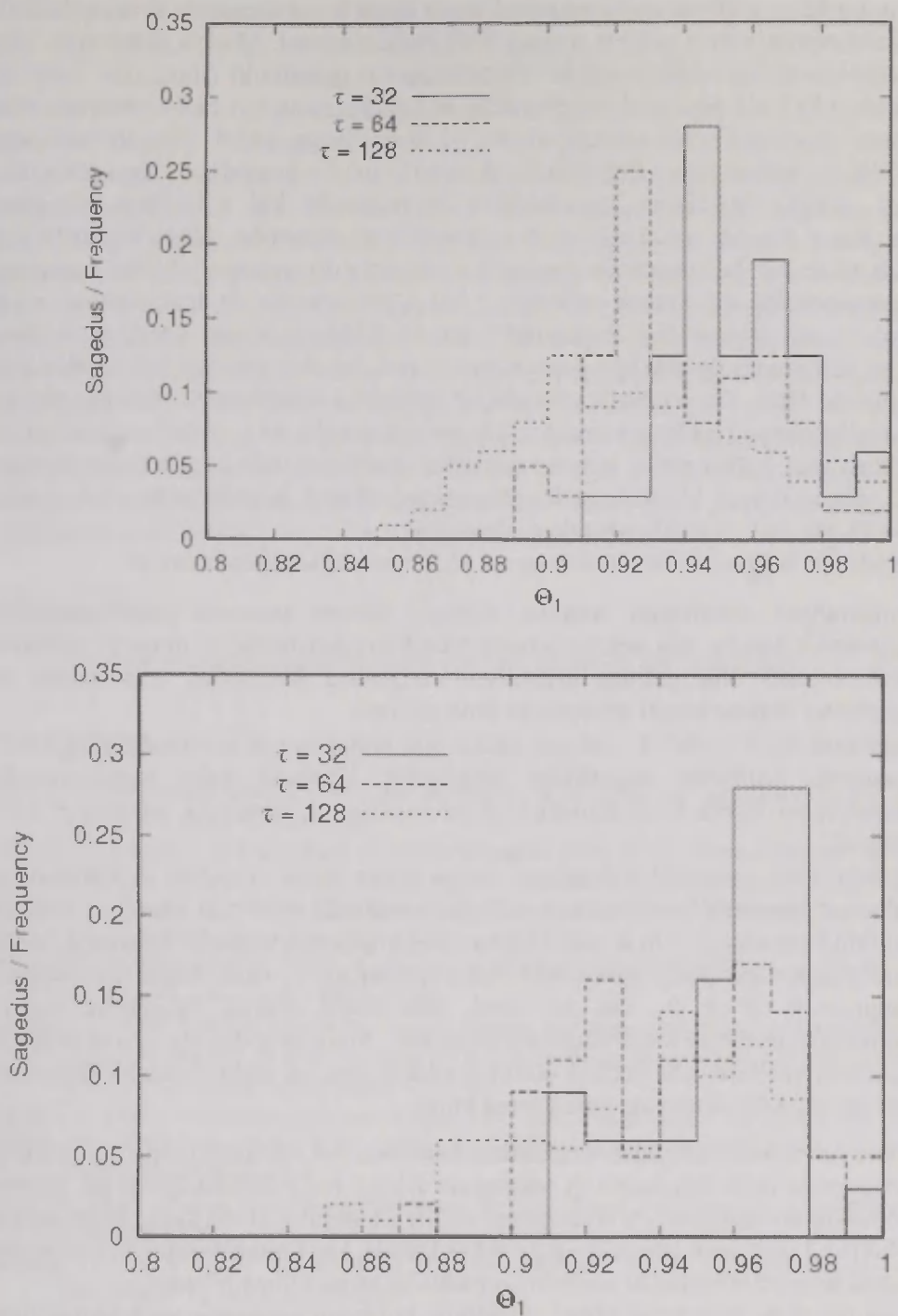
Saadud kordaja Θ_1 väärtused tulevad erinevad iga osarea jaoks. See erinevus suureneb aeglaselt, kui τ kasvab. Joonisel 3 on toodud kaks näidet keskpäeva (kell 13) ridade kohta, üks kummastki perioodist. Rea jagamisel suuremaks arvuks osaridadeks, histogrammi parem tiib ei liigu paigast, vaid jääb ikka 1 lähedale. See näitab, et lokaalsetes temperatuuriridades ilmneb negatiivse tagasiside mõju üldiselt tõhusalt. Kuid jagamises üle pikema sammu tekivad osaread, kus Θ_1 tuleb märksa väiksem. Seega on rea muutude vaheline korrelatsioon nõrgem ehk selle osarea muutusid mõjutavad juhuslikud impulsid tugevamini.

Venimine tähendab, et satsi keskmine Θ_1 kahaneb τ kasvades. Kahanemist τ vahemikus 32st kuni 128ni näitavad tabeli 2 kolm viimast rida, kus on toodud keskmised Θ_1 väärtused kõigi kuue uuritud rea jaoks. Tabel näitab, et kahanemine on omane kõigile saadud mudelitele. Samas pole olulist erinevust märgata eri vaatlusaegadele vastavate ridade pika-ajalises muutlikkuses.

5. Kokkuvõtteks

Mittestatsionaarsuse kvantimine H järgi soovib uurida kliimat puudutavat muutlikkust ridadest, mida tugev sünoptilise mastaabi mittestatsionaarsus vähem segaks. Selline tee avaneb suhteliselt pika ajalise sammuga ridade analüüsimisega. Tuleb märkida, et tavaline võte, nagu kuu keskmiste kasutamine, siin ei aita. Sest nende arvutamine ei vabasta rida ilma mastaabist, vaid segab selle mõju pikemasse sisse põhjustades tulemustes nihkeid.

Siin on uuritud Tartu õhutemperatuuri tähtajaliste vaatluste hälbeid keskmise aastase käigu suhtes. Nende hälvete pika-ajaline muutlikkus on hästi kirjeldatav ARIMA (0,1,1) mudeliga. Seda näitab asjaolu, et kõigi osaridade jaoks on sobiva mudeli tüüp sama ja sobitatud kordajate erinevus väike. Seega saab väita, et (esimeses lähenduses) ka keskmine muutlikkus antud ajalise sammu ulatuses allub samale mudelile. Seda võib öelda, sest mudelid ise on sobitatud üksteisest sõltumatult. Kui neid soovitaks kasutada empiiriliseks prognoosiks, muutub olukord keeruliseks, sest osaread on omavahel korrelatsioonis.



Joon. 3. Mudeli (3) sobitamisel saadud Θ_1 sagedusjaotuste ulatuse venimine τ kasvades. Vasak tahvel – keskpäeva ridade I vaatlusperiood (1865–1941), parem tahvel – keskpäeva ridade II periood (1946–2002).

Fig. 3. Widening of the sample histogram range while τ increases. Left panel – noon series (1865–1941); right panel – noon series (1946–2002).

Sammu pikkus võib muutuda suures ulatuses ühest kuust ülespoole ilma, et jääkide read näitaksid mingit hälvet valgest müra 99% usaldusnivoool. Mudeli füüsikaline sisu selgub järjestikuste muutude vahelise korrelatsiooni graafikult (joon. 2), mis on negatiivne üle pika τ ala. See tendents tähendab, et kui üks muut viis hälbe vähenemisele, siis järgmine enamuses viib suurenemisele, ja tulemusena hälve võngub tasakaalu lähedal. Sellise omadusega füüsikalist süsteemi juhib negatiivne tagasiside (nt Mandelbrot, 1982). Negatiivne korrelatsioon on tugevaim kui τ on kuu või paari piirkonnas. Kui τ kasvab, siis korrelatsioon järjestikuste muutude vahel nõrgeneb, mis füüsikaliselt tähendab ka negatiivse tagasiside nõrgenemist sammu pikkuse kasvades. Viimane nõrgenemine on lihtsalt mõisteta, kui võtta arvesse, et temperatuuri muut aegrealt pole ainult tagasisidest mõjutatud, vaid ka päikesepoolsest kütmisest sõltuv. Kütmisses on märgatav juhuslik komponent nii *solaarkonstandi* väärinate kui ka pilvkatte jaotuse muutude tõttu. On loomulik oletada, et juhusliku komponendi kaal kasvab rea liikmete vahelise sammu pikkuse kasvades. Seega on loomulik, et ka sobitatud kordaja Θ_1 väheneb τ kasvades. Vähenemise kiirust saab näha võrreldes tabeli 2 kolme alumist rida. Joonise 2 parem tahvel kinnitab seda vähenemist. Sama mudeli tüüp võib sobida osaridadele ka siis, kui τ kasvab tuhandete päevadeni.

Osaridadele sobivad mittestatsionaarsed (0,1,1) mudelid tähendavad, et

- temperatuuri anomaalia muutus toimub samast jaotusest pärit juhuslike impulsside kaudu, siis pole muutuste aluseks mingi üksik domineeriv mõjutus. Selleks saab olla paljude erilaadsete mõjutuste koosmõju, mis näitab, et muutustes ühtlase trendi otsinguteks pole põhjust.
- sobitatud $\Theta_1 \approx 1$, ehk $1 - \Theta_1$ on väike, siis temperatuuri anomaalia rida näitab süsteemis valitsevat negatiivset tagasisidet. Viimane hoiab tagasi muudu dispersiooni kasvu koos muudu sammu kasvuga ja samas ka vastava H nulli lähedal.
- osaread pole omavahel sõltumatud. Seega ei saa nende mudeleid keskmistada ja tulemust kasutada ennustamiseks. Keskmise mudel võib olla vaid kvalitatiivne muutlikkuse näitaja. On ilmne, et juhuslikel impulssidel rajanev keskmise mudel viib pikema aja peale suurte hälveteni, mis enam ei vasta kogu reast saadud tingimusele $H \approx 0$. See on hind, mis tuleb maksta lühiajalise tugeva mittestatsionaarsuse mõju elimineerimise eest. Modelleerides iga osarea eraldi ja kaotades vastastikused seosed saame mudelid, mis on praktiliseks kasutamiseks (prognoos) kõlblikud vaid oma osarea piires.

Kliima seisukohalt tähendab osaridadele kehtivate ARIMA(0,1,1) mudeli kehtivus seda, et vaatamata nulli lähedasele H väärtusele ikkagi rea mittestatsionaarsus määrab (kasutuskõlbliku) mudeli tüübi. H lähenemine nullile τ kasvades ei too kaasa statsionaarse mudeli sobivust. Loogiliselt lähenedes kehtib üks kahest: kas kliima muutub või on mittestatsionaarsus temperatuuriridade seesmine omadus ka sama kliima piirides.

Ja vastust leida pole kuigi lihtne. Et kliima kohta on enamuses vaid kvalitatiivse kallakuga definitsioonid, siis muutust on raske kvantitatiivselt fikseerida. Moodne teadus globaalsest soojenemisest (nt IPCC, 2001) käsitleb (muutumatut = sama) kliimat statsionaarsuse eeldustel. Selle eelduse järgi on iga tekkinud väärin kohe kliima muutus. Ja saadud mittestatsionaarne (0,1,1) mudel on sellele veel üks kinnitus.

Skeptikutel pole ka argumentidest puudu. Tegelikult ei ole kliimasüsteemi kütmine kunagi tasakaalus, vaid tänu Maa orbiidi elliptilisusele kõigub tasakaalu ümber.

Aastaaegade eksisteerimine on lihtne tõend, et ka süsteemi reaktsioon kütmisele ei tekita püsivat tasakaalu, vaid säilitab tsüklilise iseloomu. Seega peaks IPCC täpsustama, millises mastaabis ta tasakaalu ette kujutab (kas näiteks aasta või kümne aasta keskmisena). Lihtne on näha, et viimati pakutud täpsustus ei too küsimusele automaatselt mingit lahendust. Päikesepoolne kütmine ei kõigu ainult Maa orbiidi tõttu vaid ka *solaarkonstandi* värisemise tõttu ja kliimasüsteemi mitte-lineaarsus soodustab kaugenemist siledast reaktsioonikõverast. Kliimasüsteemi arengut kirjeldavad aeg-read on enamuses mittestatsionaarsed (nt Bryson, 1997). Samale järeldusele viib üle 200 aasta pikkuste (päevaste) õhutemperatuuriridade analüüs (Kärner, 2007). Siit tekib küsimus, kas on mõtet võtta aluseks statsionaarse kliima muut, et siis selle alusel *avastada* kliima pidev muutumine (vt näiteks Hansen *et al*, 1993). Struktuurfunktsiooni küll aeglane, aga siiski tendents küllastuda näitab, et muutustel on teatud piir. Ka näiteks Tartu aasta keskmised temperatuurid 200 aasta jooksul sobivad Kirde (1939) poolt 70 aasta andmete alusel saadud jaotusega. Seega peaks ka eksisteeriva mittestatsionaarsuse ulatus andma end piiritleda tingimuste abil, millele vastaks ilmade paljuaastane laad ja rütm. Teisi muutujaid (sademed, tuuled, jne) tuleb muidugi samas stiilis analüüsida. Siin sobitatud pika sammuline ARIMA (0,1,1) võiks sel teel kasulik olla.

Tänuavaldused

Artikkel on valminud Eesti Teadusfondi grand nr. 6814 toetusel.

Kirjandus

- IPCC, 2001. Climate Change 2001: the scientific basis. (Eds. J.T. Houghton et al). Cambridge University Press, Cambridge.
- Bryson, R.A., 1997. The paradigm of climatology: an essay. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 78, 449-455.
- Hansen, J., Lacis, A., Ruedy, R., Sato, M., Wilson, H., 1993. How sensitive is the World's Climate? Natl. Geog. Res. Exploration, 9, 142-158.
- Hoyt, D.V., Schatten, K.H., 1992. A discussion of plausible solar irradiance variations 1700-1992. J. Geophys. Res., A98, 18895-18906.
- Jaagus, J., 1996. Climate trends in Estonia during the period of instrumental observations and climate scenarios. In J-M. Punning (Ed) Estonia in the system of the global climate change. Institute of Ecology. Publication 4, 35-48.
- Jaagus, J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 28-40.
- Kirde, K., 1939. Andmeid Eesti kliimast. Tartu Ülikooli Meteoroloogia Observatooriumi Teaduslikud Väljaanded, 3.
- Kivi, R., 1990. Öhu- ja maapinnatemperatuur. R. Kivi (koostaja) Tartu kliima ja selle muutumine viimastel kümnenditel. TA AAI, Tartu, 109-136.
- Kärner, O., 2005. Some examples of negative feedback in the earth climate system. Centr. European J. Physics, 3, 190-208.
- Kärner, O., 2007. ARIMA representation of climate scale variability for some European air temperature time series. Environmetrics (submitted).
- Kärner, O., Meitern, H., 2005. Õhutemperatuuri muutustest Tartus viimase 200 aasta jooksul. Publ. Geophysicales Univ. Tartuensis, 50, 133-143.
- Lean, J., 1997. The Sun's variable radiation and its relevance for earth. Annu. Rev. Astron. Astrophys., 35, 33-67.

- Lovejoy, S., Schertzer, D., 1986. Scale invariance in climatological temperatures and the local spectral plateau. *Ann. Geophys.*, 4B, 401-410.
- Mandelbrot, B., 1982. *The fractal geometry of nature*. W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Monin, A.S., Yaglom, A.M., 1975. *Statistical fluid mechanics*. Vol. 2, MIT Press, Boston, Massachusetts.
- TÜIO, 1919. Viiekümneaastased keskmised meteoroloogilistest vaatlustest 1866-1915 a. Tartus. Tartu Ülikooli Ilmade Observatoorium, Tartu.
- Öpik, E., 1958. Kliima ja muutuv päike. Meie kosmiline saatus (Ed. Jõeveer, M.). Ilmamaa, 2004, 152-159.

On long-range variability in the air temperature series near Tartu

Olavi Kärner
Tartu Observatory

Summary

Temporal variability of the surface air temperature series in different time scales is characterized by means of two remarkably different Hurst exponents. The strong short-range non-stationarity characterized by $H \approx 0.35$ lasts up to two weeks. After some weeks of a transition zone, another, approximately mono scaling region of more stationary variability $H \approx 0$ lasts at least up to a century. Separating on the basis of H , these two scales may be called the weather and climate scale, respectively. The climate scale variability is examined using timely series from Tartu meteorological station during two time intervals (1865–1941) and (1946–2002). Division the series into a set of sub-series with more than 30-day time step in each, enables us to get rid of the short-range strong non-stationarity. The variability in the produced sub-series is represented by means of a simple autoregressive integrated moving average (ARIMA) model of the type (0,1,1). The fitted parameter values in the model appear to be close for different sub-series, enabling one to consider the mean model a representative for long-range variability in the series. The fitted model emphasizes a weak non-stationarity of the series even over a long time step. The temperature changes are similar to random walk and any arbitrary long linear trends are excluded.

Euroopa sademete rajoonid ja nende seosed suuremõõtmelise atmosfääri tsirkulatsiooniga

Jaak Jaagus

Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

1. Sissejuhatus

Sademed on üheks kõige olulisemaks kliimanäitajaks, mis määrab ära vaadeldava piirkonna niiskused. Kui temperatuurilolude geograafiline jaotus maakeral on eelkõige ära määratud päikesekiirguse tsonaalse jaotuse poolt, siis sademetevälja kujunemine on hoopis keerukam. Sademete jaotus nii ajas kui ruumis on väga muutlik ja ebaühtlane ning ta on mõjutatud paljude tegurite poolt.

Euroopa sademete jaotus on üldiselt ära määratud atmosfääri tsirkulatsiooni iseärasustega. Parasvöötmele iseloomulik läänevool, mis eriti selgelt avaldub troposfääri kõrgemates kihtides, tingib selle, et toimub peaaegu pidev õhu kandumine Atlandi ookeani põhjaosa kohalt kaugele mandri sisealadele. Seetõttu valitseb Euroopas suhteliselt niiske kliima. Sademete hulk väheneb läänest itta, vastavalt kaugenedes ookeanist. Muidugi mängib oma osa ka reljeef, põhjustades mägede tuulepealsetel ehk läänenõlvadel eriti rohkeid sademeid.

Väga oluliseks sademete andjaks Euroopas on aktiivne tsüklonaalne tegevus. Tsüklonid ehk madalrõhkkonnad kujutavad enesest tohutuid õhukeeriseid (läbimõõduga ca 2000 km), mille keskel esineb kõige madalam õhurõhk ja võimas tõusev õhuvool. Õhu tõusuga kaasneb pilvede ja sademete tekkimine. Tsüklonikeerises asuvad atmosfääri frondid – kitsad piirivööndid erinevate õhumasside vahel, millega just seostuvadki peamised sajualad. Tsüklonitega kandub Atlandi ookeanilt Euroopa kohale tohtu palju õhuniiskust, mis seal ka maha sajab. Üldiselt võibki sademeid liigitada konvektiivseteks ja frontaalseteks. Esimesed domineerivad soojal poolaastal, nad annavad tugevat hoovihma, mis aga ei pruugi hõlmata suurt ala. Frontaalsed sademed tekivad ulatuslikul territooriumil, kuid nende intensiivsus on tavaliselt väiksem. Nad on iseloomulikumaks külmal poolaastal.

Sademetevälja iseloomustab suur muutlikkus ja laigulisus, kohati võib-olla isegi juhuslikkus. Üsnagi raske on leida korrapära ja üldisi seaduspärasusi sademete territoriaalse jaotuse juures, eriti väiksematel aladel. Selline ebamäärasus avaldub ka terve Euroopa sademetevälja puhul.

Sageli on püütud uurida regionaalset sademete jaotumist ja eristatud sarnase sademete režiimiga piirkonnad. Sarnased sademete kõikumised on kõige otsesemalt seotud suuremõõtmelise atmosfääri tsirkulatsiooniga. Valdavad õhuvoolud ja õhumassid määravad ära ka sademete režiimi. Täpsem ülevaade varasematest töödest on esitatud selle artikli teises peatükis.

Käesoleva töö eesmärgiks on rajoneerida Euroopa territooriumi sademete režiimi alusel. Selleks kasutatakse erinevaid andmebaase ja peakomponentanalüüsi meetodit. See meetod võimaldab eristada piirkonnad, mille korral on sademete dünaamika sarnane. Teiseks eesmärgiks on sademete kõikumised üksikutes rajoonides seostada suuremõõtmelise atmosfääri tsirkulatsiooniga.

2. Ülevaade varasematest töödest

Sademetevälja ajalis-ruumilise muutlikkuse analüüsimine faktoranalüüsi ja selle modifikatsioonidega (empiiriliste ortogonaalsete funktsioonide analüüs, peakomponentanalüüs) ning sademete sõltuvus atmosfääri tsirkulatsioonist on olnud teadlaste uurimise fookuses juba aastakümneid. Üheks oluliseks peakomponentanalüüsi rakenduseks on olnud sademete rajoneerimine ehk sarnaste sademete kõikumistega piirkondade eristamine. Sellealaste tööde näiteid on võimalik tuua peaaegu kõigist maakera osadest ning juba aastakümnete tagusest ajast.

Wasył Drosdowsky on koostanud põhjaliku uurimuse Austraalia sademete rajoneerimise kohta kasutades klasteranalüüsi ja peakomponentanalüüsi (Drosdowsky, 1993). Eelkõige sesoonsete sademete kõikumiste iseärasuste baasil perioodil 1950–1987 on Austraalias eristatud kaheksa sademete regiooni.

Peakomponentanalüüsi on kasutatud sademete rajoneerimiseks ja ka pikaajaliste muutuste analüüsiks veel Ameerika Ühendriikides (Kutzbach, 1967; Stidd, 1967; Sellers, 1968; Diaz, Fulbright, 1981; Diaz, 1981; 1986; Walsh *et al.*, 1982), Indias (Gregory, 1989; Kulkarni *et al.*, 1992; Gadgil *et al.*, 1993; Iyengar, Basak, 1994) ja Aafrikas (Dyer, 1975; Klaus, 1978; Nicholson, 1986; Janowiak, 1988; Ogallo, 1989). Peakomponentanalüüs on leidnud rakendust ka üsna piiratud alade sademete uurimisel, näiteks Havai saartel (Lyons, 1982), Kirde-Austraalias (Lyons, Bonell, 1994), Keenias (Bärring, 1987; 1988) ja Mallorca saarel (Sumner *et al.*, 1993).

Euroopas on peakomponentanalüüsi kasutatud mitte terve maailmajao ulatuses, vaid selle väiksemates osades – Põhja-Euroopas (Uvo, 2003), Vahemeremaades (Goossens, 1985; Maheras, 1985; 1988), Suurbritannias (Wigley *et al.*, 1984; Gregory *et al.*, 1991), Itaalias (Molteni *et al.*, 1983), Austrias (Ehrendorfer, 1987), Horvaatias (Pandzic, 1988) ja Irimaal (Logue, 1984).

Sademete territoriaalse jaotuse sõltuvus atmosfääri tsirkulatsiooni iseloomust on olnud klimatoloogias üheks keskseks uurimisteenaks. Tsirkulatsioonivormide W, E ja C (Wangenheimi ja Girsli klassifikatsiooni järgi) esinemissageduse korrelatsiooni Euroopa sooja ja külma poolaasta sademetega on analüüsinud Kozuchowski ja Marciniak (1988). Nende töös leiti, et vorm W (läänevool) on olulises positiivses seoses Põhja-Euroopa sademetega ja negatiivses seoses Lõuna-Euroopa sademetega, seda eriti talvel. Vorm C (põhjavool) omab negatiivset korrelatsiooni sademetega Läänemere piirkonnas ja vorm E Põhja-Venemaal, seda eriti suvel. E korral sajab rohkem Balkanil ja mujal Lõuna-Euroopas.

Euroopa sademete seost tsirkulatsiooniga on seni kõige põhjalikumalt uurinud Joanna Wibig (1999). Kasutades 500 hPa geopotentsiaali kõrguse andmeid leiti peakomponentanalüüsi abil peamised tsirkulatsiooni indeksid (NAO, Skandinaavia, Kesk-Euroopa, Ida-Euroopa, Ida-Atlandi) ja seostati sademetega perioodil detsembrist märtsini. NAO indeks korreleerub sademetega positiivselt Põhja-Euroopas ja negatiivselt Lõuna-Euroopas. Skandinaavia indeks tähistab kõrgrõhkkonda Põhja-Euroopa kohal. Sellel esineb positiivne seos sademetega Islandil, Irimaal ja Vahemere piirkonnas ning negatiivne seos Põhja-Venemaal ja Kesk-Norras Trondheimi piirkonnas. Kesk-Euroopa indeks väljendab sellel alal antitsükloni esinemist. Sellisel juhul on rohkem sademeid Põhja-Norras ja Põhja-Venemaal ning vähem Kesk-Euroopas ja Ukrainas. On eristatud sademete piirkonnad: Briti saared, Skandinaavia poolsaar, Lääne-, Kesk- ja Ida-Euroopa, Pürenee poolsaar, Vahemeri.

Hurrell ja van Loon (1997) näitasid, et NAO indeksi positiivses faasis sajab rohkem Lääne-Skandinaavias, Taanis, Iirimaa ja Suurbritannia põhjaosas, kuiv on Pürenee poolsaarel ja Lääne-Balkanil. Talviste sademete sõltuvust NAO indeksist on Põhja-Euroopas uuritud peakomponentanalüüsi, klasteranalüüsi ja korrelatsioonianalüüsi abil analüüs (Uvo, 2003). Kõige tugevam NAO seos sademetega ilmnes Norra rannikul, Põhja-Rootsis ja Lõuna-Soomes. Tuulealustes külgedes Norras (Oslo piirkond) ja Rootsis on sademed seotud kagutuultega.

Sademe olenevust NAO indeksist ja Lambi ilmatüüpide esinemisest on uuritud Põhja-Inglismaal (Fowler, Kilsby, 2002). Leiti positiivne korrelatsioon sademete ja NAO indeksi vahel lääneosas ja negatiivne idaosas. Tugevaim seos esineb talvel.

Talviste sademete esinemine Alpides sõltub samuti suuresti tsirkulatsioonist (Quadrelli *et al*, 2001). Peakomponentanalüüsi abil tehti kindlaks sademete vähenemise tendents lõuna pool peaaelikku ja suurenemine põhjapool. NAO indeks on seal peamiseks sademete kõikumise põhjustavaks teguriks.

Poola sademete sõltuvust atmosfääri tsirkulatsioonist uurinud R. Brazdil ja K. Kozuchowski (1986) kasutasid tsonaalsete tsirkulatsioonivormide esinemissagedust. Tsonaalsuse indeks leiti õhurõhkude vahena kogu põhjapoolkera kohta põhjalaiuste 35° ja 65° vahel. Teiseks kasutati tsirkulatsioonivorme Vangengeimi ja Girsi klassifikatsiooni järgi (W+E-C). Kasutati ka Osuchowska-Kleini klassifikatsiooni. Korrelatsioon ei olnud statistiliselt oluline. Tugevat korrelatsiooni esines vaid tsüklonaalsete tsirkulatsioonitüüpidega.

Sademe analüüs Pürenee poolsaarel näitas, et nad sõltuvad Lääne-Vahemere ostsillatsiooni (WeMO) indeksist (Martin-Vide, Lopez-Bustins, 2006). WeMO indeks on defineeritud kui standardiseeritud õhurõhkude vahe San Fernando (Hispaania) ja Padua vahel. Selle järgi on rajoneeritud Pürenee poolsaart sademete režiimi alusel.

Sademe sõltuvust atmosfääri tsirkulatsioonist on uuritud ka Eestis (Jaagus, 2003; 2006). Talvised sademed on tugevalt seotud läänevoolu intensiivsusega, eriti talvel. Kuna see on viimastel aastakümnetel intensiivistunud, siis on ka sademete hulk kasvanud.

3. Andmestik

Sademe andmestik, mida on käesolevas töös kasutatud, pärineb globaalsest andmebaasist, mis on koostatud East Anglia Ülikooli kliimauurimise keskuses. Seal on toodud võrgustiku sõlmpunktidesse interpoleeritud sademete kuusummad perioodil 1900–1996. Andmetega on kaetud ainult need võrgustiku sõlmpunktid, mille alale jääb maismaad. Ookeani kohalt sademete andmed puuduvad.

Kasutusel on kaks võrgustiku tihedust. Hõredam võrgustik koosneb 5×5 kraadi sõlmpunktidest ja tihedam 2,5×3,75 kraadi sõlmpunktidest. Viimases on lahus põhja-lõuna suunas 2,5 kraadi ja ida-lääne suunas 3,75 kraadi. Kahe erineva võrgu silma suurusega andmestik on erineva detailsusega, mis võimaldab hästi analüüsi tulemusi võrrelda ja nende püsivust hinnata.

Euroopa alana on käesolevas töös käsitletud piirkonda, mis jääb 35°pl ja 75°pl ning 10°lp ja 60°ip vahele. Kahe võrgustiku sõlmpunktide paiknemine on toodud joonistel 1 ja 2. Esimesel juhul on kasutusel andmed 88 võrgustiku sõlmpunktist, teisel juhul aga 212 sõlmpunktist.



Joon. 1. Euroopa 5×5 kraadi võrgustiku sõlmpunktide paiknemine.

Fig. 1. Location of 5×5 degree grid cells in Europe.

Suuremõõtmelist atmosfääri tsirkulatsiooni Euroopa kohal on kirjeldatud paljude näitajate abil. Kasutusel on nii tsirkulatsiooniindeksid kui ka tsirkulatsioonitüüpide esinemissagedused kahe erineva klassifikatsiooni järgi. Tsirkulatsiooni makrovormid W, E ja C Wangenheimeri ja Girsi klassifikatsiooni järgi iseloomustavad vastavalt üldist läänevoolu, kaguvoolu ja põhjavoolu Euroopas (Sepp, 1999; Jaagus *et al*, 2001). Hessi ja Brezowsky klassifikatsiooni suurimateks jaotusüksusteks on tsonaalse (Z), poolmeridiaalse (H) ja meridiaalse (M) tsirkulatsiooni grupid (Gerstengarbe, Werner, 1999), mille esinemissagedust on käesolevas töös seostatud sademete kõikumistega.

Arktika ostsillatsiooni indeks (AO) iseloomustab tsirkumpolaarse läänevoolu tugevust põhjapoolkeral. See on leitud poolkera rõhuväljade esimese peakomponendina ehk peamise varieeruvusena. Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) võib vaadelda AO väljendusena Atlandi ookeani põhjaosas ja Euroopa kohal (Thompson, Wallace, 1998). NAO indeksit on defineeritud kui standardiseeritud õhurõhkude vahet Assoori maksimumi ja Islandi miinimumi alade vahel (Hurrell, 1995). Mida suurem on õhurõhu gradient nende kahe piirkonna vahel, seda tugevam on õhuvool Atlandi ookeani kohalt Euroopa maismaa-aladele. Siinkohal kasutatakse kaht NAO indeksit – NAOPD ja NAOG. Esimesel juhul on Assoori maksimumi õhurõhu andmed pärit Ponta Delgadast (Hurrell, van Loon, 1997), teisel juhul aga Gibraltarilt (Jones *et al*, 1997).

Kõik eelpool nimetatud tsirkulatsiooninäitajad on esitatud kuuandmetena perioodil 1900–1996. Lisaks on veel perioodi 1950–1996 jaoks kasutatud mitmeid kaugseose indekseid, mis on algselt kindlaks määratud põhjapoolkera rõhuväljade peakomponent-analüüsil (Barnston, Livezey, 1987). Atmosfääri tsirkulatsiooni kirjeldamiseks Euroopa kohal on kasutatud Põhja-Atlandi (NAOT), Ida-Atlandi (EA), Polaar/Euraasia (POL), Ida-Atlandi/Lääne-Venemaa (EAWR) ja Skandinaavia (SCA) kaugseose indekseid.



Joon. 2. Euroopa 2,5×2,5 kraadi võrgustiku sõlmpunktide paiknemine.

Fig. 2. Location of 2.5×3.75 degree grid cells in Europe.

4. Metoodika

Euroopa sademetevälja rajoneerimist on käesolevas töös teostatud peakomponentanalüüsi (PCA) abil. Sellise valiku peamine eelis on see, et selle meetodi abil on suhteliselt hõlpsasti võimalik eristada sarnaste võnkumistega piirkonnad. PCA abil eristatakse suure hulga muutujate hulgast väike arv peamisi muutujaid ehk peakomponente, mis kirjeldavad suurema osa kogu andmestiku varieeruvuse.

PCA tulemusena arvutatakse välja iga komponendi kohta selle omaväärtus, laadungid ja skoorid. Omaväärtus näitab, kui suure osa andmestiku koguvarieeruvusest kirjeldab ära vastav komponent. Omaväärtusi on võimalik väljendada nii absoluutarvudes kui ka protsentides. Omaväärtuste summa võrdub muutujate arvuga ehk saja protsendiga. Laadungiks nimetatakse peakomponendi ja muutuja vahelist korrelatsioonikordajat. Mida suurem on laadungi väärtus, seda tugevamalt on muutuja seotud vastava peakomponentteljega. Iga muutuja on kujutatav punktina peakomponentteljestikus, kusjuures skoorid on nende punktide koordinaadid.

Algandmete maatriksit on võimalik PCA tarbeks esitada kaht moodi. Niinimetatud T-moodi analüüsil on muutujateks vaadeldava suuruse ajalised väärtused ja juhtudeks väärtused erinevates asukohtades. S-moodi analüüsil on aga muutujateks asukohad ja juhtudeks ajahetked või perioodid. Kui T-moodi analüüsi tehakse väärtuste ajalise muutlikkuse uurimiseks, siis S-moodi analüüsi kasutatakse territoriaalse muutlikkuse uurimisel, sealjuures ka rajoneerimisel. Käesolevas töös on Euroopa sademetevälja rajoneeritud S-moodi PCA abil, mille puhul on muutujateks olnud sademed võrgustiku sõlmpunktides ja juhtudeks sademed üksikutel kuudel, sesoonidel või aastatel.

PCA tulemusena saadud laadungid on kujutatud kaartidel. Iga komponendi jaoks on koostatud laadungite kaardid, mis näitavad ära piirkonnad, mille sademed vastava komponendiga kõige tugevamini korreleeruvad. Sealjuures arvestatakse nii tugeva positiivse kui ka negatiivse korrelatsiooniga. Järgnevalt tehakse iga võrgu punkti jaoks

kindlaks see komponent, millega sademed selles punktis kõige tugevamalt korreleeruvad. Nendest punktidest moodustuvadki sademete rajoonid. Niimoodi võib tekkida iga peakomponendi jaoks kuni kaks sademete rajooni, üks positiivse ja teine negatiivse seosega. Lõpptulemusena on koostatud kaart, millele on erinevate sümbolitega kantud sõlmpunktid, mis kuuluvad erinevatesse sademetega rajoonidesse.

Käesolevas töös on PCA kasutatud erinevalt esitatud sademete andmetele:

- üksteisele järgnevate kuude sademete summade aegread;
- üksteisele järgnevate sesoonide sademete summade aegread;
- üksikute sesoonide sademete summade aastase sammuga aegread.

Sealjuures on sesoonid defineeritud traditsiooniliselt: talv – detsember, jaanuar, veebruar; kevad – märts, aprill, mai; suvi – juuni, juuli, august; sügis – september, oktoober, november.

Kaht esimest tüüpi andmete esitamist on kasutatud sademete rajoneerimisel. Sellise esitusviisi suureks eeliseks on see, et niimoodi tulevad arvesse sademete sesoonse jaotuse erinevused Euroopa eri osade vahel. See on aga rajoneerimisel oluliseks kriteeriumiks.

Kolmandat sademete andmete esitusviisi kasutatakse selleks, et uurida pikaajalisi sademete trende ning sademete ja atmosfääri tsirkulatsiooninäitajate seost erinevatel aastaegadel üksikutes sademete rajoonides. Lineaarse regressioonianalüüsi abil hinnatakse tähtsamate peakomponentide skooride aegride trendi olemasolu. Kui on toimunud statistiliselt oluline muutus mingi komponendi skooride aegreas, siis see annab tunnistust, et vastava komponendiga seotud piirkondades on esinenud trend sademete aegreas antud aastaajal.

Kasutades korrelatsioonianalüüsi leiti seosed peakomponentide aegride ja tsirkulatsiooninäitajate vahel. Kui tehti kindlaks statistiliselt oluline korrelatsioon, siis järeldati, et vastav tsirkulatsiooninäitaja mõjutab sademeid selle komponendiga seotud sademete rajoonides antud aastaajal. Selline andmeanalüüs viidi läbi mõlema andmestiku, nii hõredama (5×5 kraadi) kui ka tihedama ($2,5 \times 3,75$ kraadi) võrgustiku jaoks.

5. Tulemused

5.1. Peakomponentide omaväärtused

Kaheksa esimese peakomponendi omaväärtused arvestades kumulatiivsetes protsentides on toodud kaht erineva tihedusega andmestikku kasutades tabelites 1 ja 2. Kõige paremini kirjeldavad peakomponendid järjestikuste sesoonide sademeid, kusjuures enam kui pool kogu varieeruvusest on kirjeldatud kahe komponendi abil ja kolmveerand varieeruvusest seitsme komponendiga. Järjestikuste kuude sademete hulgad on palju suurema muutlikkusega ning esimesed komponendid ei kirjelda ära kuigi suurt osa sellest.

Üksikute sesoonide sademete aegread on veelgi suurema muutlikkusega. Need ei sisalda aastaegade vaheldumisest tulenevat muutlikkuse osa, vaid üksnes üksikute aastate vahelisi sademete võnkeid. Üsna ootuspäraselt on siin suurima muutlikkusega suve ja vähima muutlikkusega talve sademed. Suvel on kohaliku tekkega sademete osakaal suurim, talvel aga pea olematu. Pool kogu varieeruvusest kirjeldatakse talvel kolme, sügisel nelja, kevadel viie ja suvel kuuekomponendi abil.

Tabel 1. Euroopa sademete peakomponentide kumulatiivsed omaväärtused (5×5 kraadi võrgustik). Alla joonitud on need väärtused, mille korral on kirjeldatud enam kui pool kogu varieeruvusest.

Table 1. Cumulative eigenvalues of the principal components of European precipitation (5×5 degree grid). Underlined values show that there are described more than a half of total variance.

Komponent	Kuud	Sesoonid	Kevad	Suvi	Sügis	Talv
1	26,8	37,2	18,1	16,8	18,1	21,3
2	38,9	<u>51,7</u>	30,2	27,9	31,2	38,7
3	47,9	59,3	41,2	36,8	43,7	<u>50,9</u>
4	<u>54,3</u>	64,8	48,2	43,8	<u>51,8</u>	57,3
5	59,4	69,3	<u>53,4</u>	49,5	56,8	62,1
6	63,7	72,9	57,8	<u>54,0</u>	60,7	65,6
7	66,9	75,7	61,0	58,5	64,0	68,4
8	69,2	77,4	63,9	62,0	66,9	71,0

Tabel 2. Euroopa sademete peakomponentide kumulatiivsed omaväärtused (2,5×3,75 kraadi võrgustik). Alla joonitud on need väärtused, mille korral on kirjeldatud enam kui pool kogu varieeruvusest.

Table 2. Cumulative eigenvalues of the principal components of European precipitation (2,5×3,75 degree grid). Underlined values show that there are described more than a half of total variance.

Komponent	Kuud	Sesoonid	Kevad	Suvi	Sügis	Talv
1	24,4	35,2	15,7	14,9	16,5	19,0
2	35,0	48,0	26,0	24,5	27,8	34,1
3	42,6	<u>54,7</u>	35,3	31,6	38,6	44,9
4	48,1	59,6	41,5	37,7	45,3	<u>50,9</u>
5	<u>52,6</u>	63,9	46,2	42,5	49,8	55,0
6	56,5	67,2	49,7	46,5	<u>53,2</u>	58,5
7	59,1	69,5	<u>52,5</u>	<u>50,2</u>	56,1	61,5
8	61,3	71,4	55,3	53,2	58,9	63,8

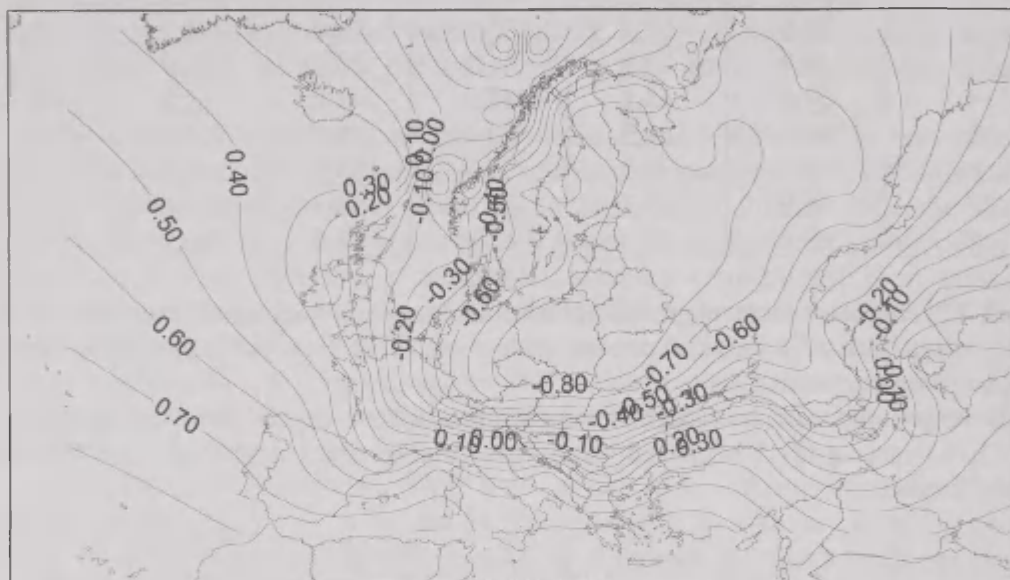
Tabelis 2 on esitatud sademete peakomponentide kumulatiivsed omaväärtused tihedama, 2,5×3,75 kraadi võrgustiku kohta. Omaväärtuste proportsioonid on siinkohal sarnased tabelis 1 tooduga, kuid esimeste komponentide osakaal on kõikide andmete puhul paari protsendi võrra väiksemad. See on igati mõistetu. Palju suurema ja detailsema andmestiku puhul on selle varieeruvus märksa suurem, mis on tingitud enamatest, peamiselt kohalikku päritolu teguritest.

5.2. Peakomponentide kaardid

Peakomponentide kaardid näitavad, kuidas jaotub territoriaalselt antud komponendi korrelatsioon sademetega. Euroopale on iseloomulik, et esimese komponendi kaardil esinevad selgelt väljakujunenud positiivse ja negatiivse korrelatsiooniga alad (joon. 3). See tähendab, et nende alade vahel valdavad vastasmärgilised sademete kõikumised. Kui

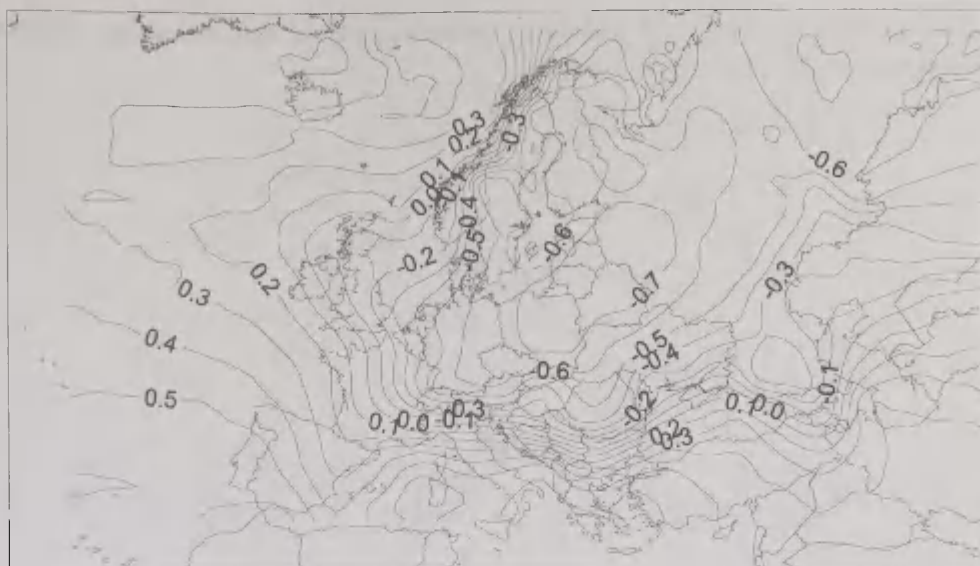
ühes sajab rohkesti, siis teises sajab vähe ja vastupidi. Seda on suhteliselt lihtne seletada vastasmärgiliste õhurõhkondadega.

Tugev positiivne korrelatsioon esimese komponendi ja järjestikuste sesoonisademetega vahel esineb Vahemere piirkonnas, samas kui tugeva negatiivse korrelatsiooniga ala hõlmab suurt osa Kesk-, Põhja- ja Ida-Euroopast. Selline on Euroopa sademete kõikumise peamine muster, mis sesoonisademetega puhul kirjeldab 37% muutlikkusest. Järjestikuste kuusademetega puhul on esimese komponendi kaart täiesti sarnane, kuid korrelatsioonid jäävad mõnevõrra madalamaks (omaväärtus – 27%).



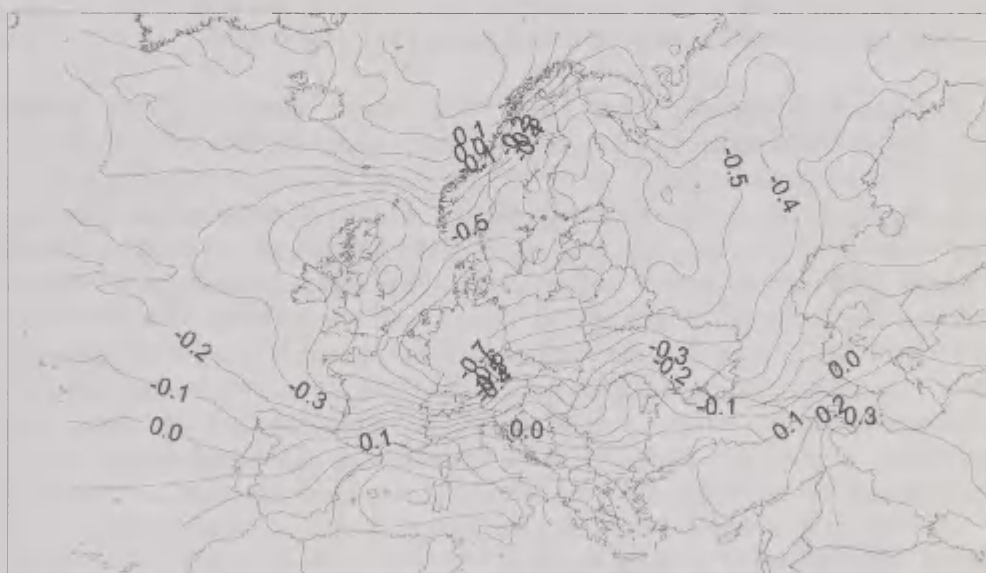
Joon. 3. Järjestikuste sesoonisademetega esimese komponendi kaart (5×5 kraadi võrgustik).
Fig. 3. Map of the first PC of sequential seasonal precipitation (5×5 degree grid).

Tihedama võrgustikuga andmete puhul on 1. komponendi kaardid täiesti sarnased hõredama võrgustikuga andmete omadele (joon. 4). Sealgi on järjestikuste sesoonisademetega puhul korrelatsioonikordajad tugevamad. Nendel kaartidel joonistuvad välja alad, kus isokorrelaadid paiknevad väga tihedalt. Need on peamiselt mägialad Lõuna-Euroopas ja ka Skandinaavias, kus sademete režiim võib olla lähedal asuvate alade vahel väga erinevad. Nad näitavad ära kliimaatilisi piire sademete rajoonide vahel.



Joon. 4. Järjestikuste kuusademetes esimese komponendi kaart (2,5×3,75 kraadi võrgustik).

Fig. 4. Map of the first PC of sequential monthly precipitation (2.5×3.75 degree grid).

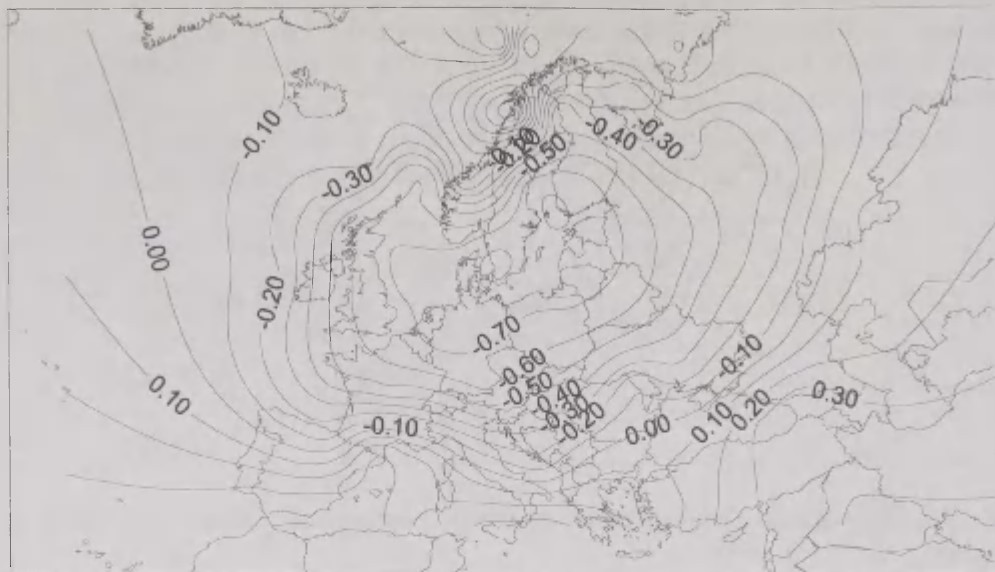


Joon. 5. Talve sademete esimese komponendi kaart (2,5×3,75 kraadi võrgustik).

Fig. 5. Map of the first PC of autumn precipitation (2.5×3.75 degree grid).

Üksikute sesoonide sademete aegridades on see muster mõnevõrra erinev. Kirjeldatud territoriaalsele jaotusele kõige sarnasem on talve sademete esimese komponendi kaart (joon. 5). Nii kevade, suve kui ka sügise puhul paikneb põhjapoolsem maksimaalse korrelatsiooni ala lääne pool hõlmates Läänemere ja Põhjamere piirkonna. Samas on Vahemere piirkonnas korrelatsioonid nõrgemad (joon. 6). Ehk saab seda seletada asjaoluga, et nendel aastaaegadel on Lõuna-Euroopas sademete hulk üldse väike

või peaaegu olematu. Suurimad sademete hulgad ja nende suurim ajaline muutlikkus esineb Vahemere piirkonnas talvel.

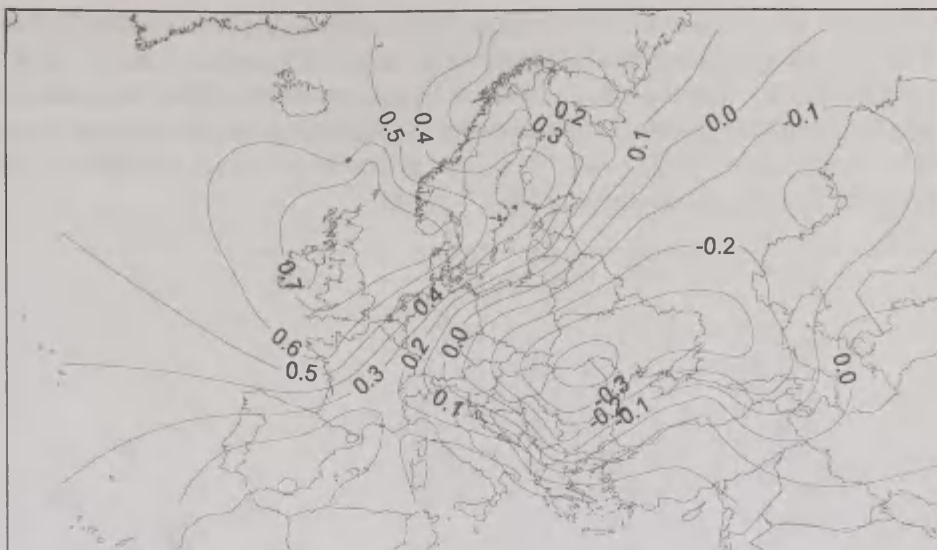


Joon. 6. Sügise sademete esimese komponendi kaart (5×5 kraadi võrgustik).
Fig. 6. Map of the first PC of autumn precipitation (5×5 degree grid).

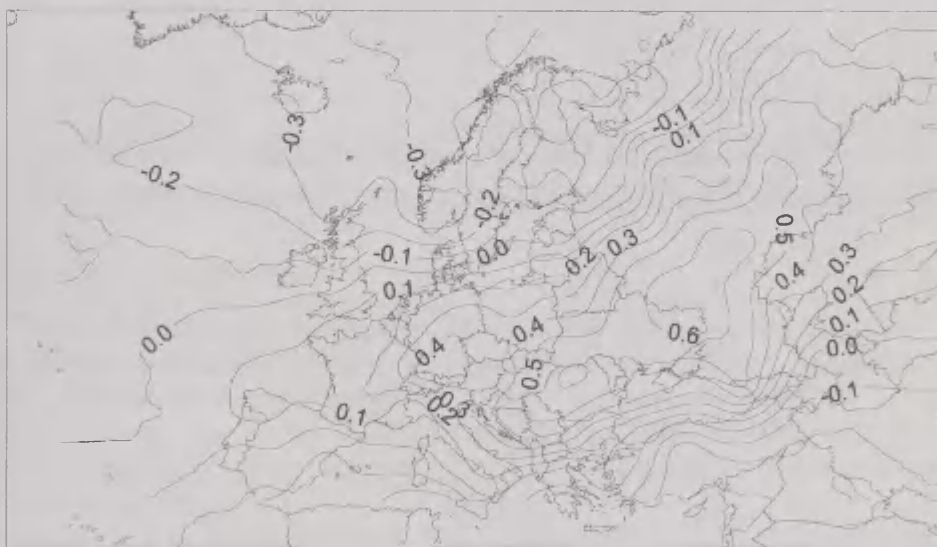
Euroopa sademetevälja teine komponent eristab vastasmärgilised kõikumised Lääne- ja Ida-Euroopa vahel keskustega Briti saartel ning Ukrainas-Rumeenias (joon. 7). Sealjuures esimeses piirkonnas on korrelatsioon tugev, teises aga valdavalt mitteoluline. Teise komponendi osa üldises dispersioonis on esimese komponendiga võrreldes juba märksa väiksem – 12–15%. Sellised võnkumised kajastavad vastandlike sünoptiliste olukordade vaheldumist. Madalrõhkkonna domineerimine Atlandil ja kõrgrõhkkonna paiknemine Ida-Euroopas tähistab üht tüüpilist seisundit ning vastupidine olukord teist.

Järjestikuste kuu- ja sesoonisademetes teise komponendi mustrid on sarnased, kuid üksikute sesoonide puhul on nad juba hoopis erinevad. Kevade sademete puhul avaldub teise komponendi kaardil suur ja võimas negatiivse korrelatsiooniga ala Lõuna-Venemaal ja Ukrainas, samas kui positiivse kuid mitteolulise korrelatsiooniga on niihästi Vahemeremaad kui ka Põhja-Euroopa (joon. 8). Suvistel sademetel eristuvad selgesti kaks võimsat vastasmärgilise korrelatsiooniga piirkonda – Prantsusmaal ja Põhja-Venemaal, sügisel – Alpid ja Põhja-Euroopa.

Talve sademete puhul on teise komponendi omaväärtus suurim (17,4%). Teise komponendi kaart on sarnane sügise omaga: suur positiivse korrelatsiooniga ala Alpides, Prantsusmaal ja Põhja-Hispaanias ning negatiivse korrelatsiooniga Kesk- ja Põhja-Norras. Selliste võnkumiste esinemist saab samuti seostada vastasmärgiliste õhurõhkkondade esinemisega vaadeldavate alade kohal, mille korral ühel juhul esineb sajune ja teisel korral kuiv ilm.



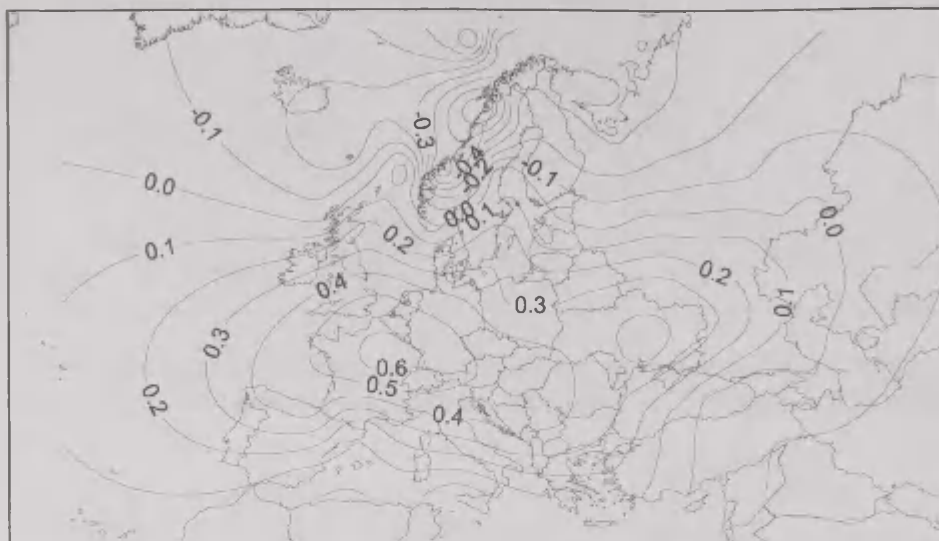
Joon. 7. Järjestikuste kuusademet teise komponendi kaart (5×5 kraadi võrgustik).
Fig. 7. Map of the second PC of sequential monthly precipitation (5×5 degree grid).



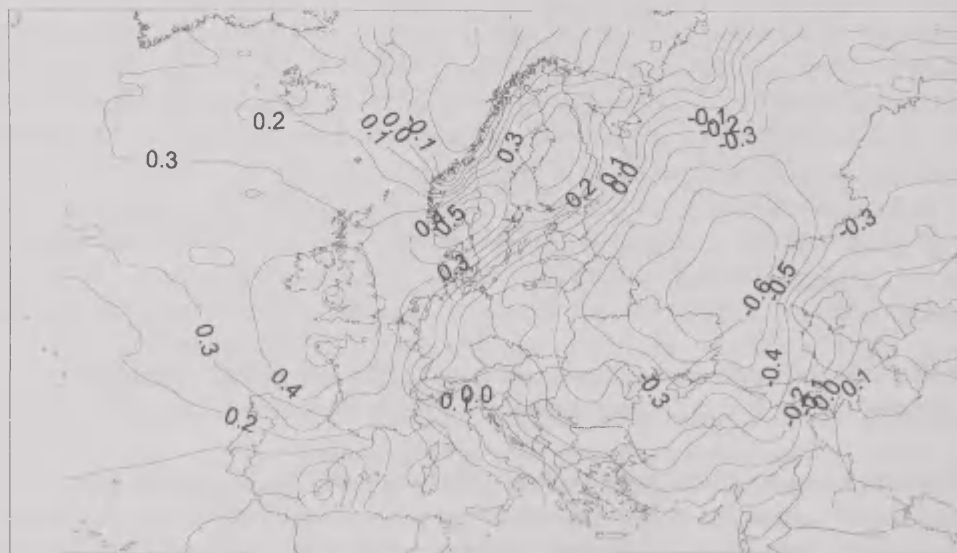
Joon. 8. Kevade sademete teise komponendi kaart (2,5×3,75 kraadi võrgustik).
Fig. 8. Map of the second PC of sequential monthly precipitation (2.5×3.75 degree grid).

Kolmas komponent on juba märksa vähemtähtsam. Selle osakaal kogu varieeruvuses moodustab järjestikuste kuu- ja sesoonisummade puhul vähem kui 10%, üksikute sesoonisummade puhul aga ületab seda, välja arvatud suve sademed. Järjestikuste kuu-summade ja sesoonisummade kaart on üsna kokkulangev talve sademete teise komponendi korrelatsiooniväljaga (joon. 9), so vastasmärgiliste kõikumistega alad paiknevad Prantsusmaal ja Norras. Üksikute sesoonide sademete kolmanda komponendi korrelatsiooniväljadest on sellega sarnane kevade oma. Suve, sügise ja talve sademete korrelatsiooni kaart kolmanda komponendiga näitab tugevat negatiivset korrelatsiooni

Lõuna-Venemaal. Positiivse korrelatsiooniga ala suve sademetel on Põhja-Euroopas (joon. 10), talvistel sademetel Briti saartel, sarnanedes sellega kuusademetete 2. komponendi kaardiga (joon. 4), sügisestel sademetel aga puudub selline korrelatsiooniväli hoopis. Sarnane sügise sademete 3. komponendi kaardiga on järjestikuste kuu- ja sesooni-sademetete 4. komponendi kaart (joon. 11). See väljendab tugevaid sademete kõikumisi Kagu-Euroopas, so Lõuna-Venemaal ja Ida-Ukrainas.

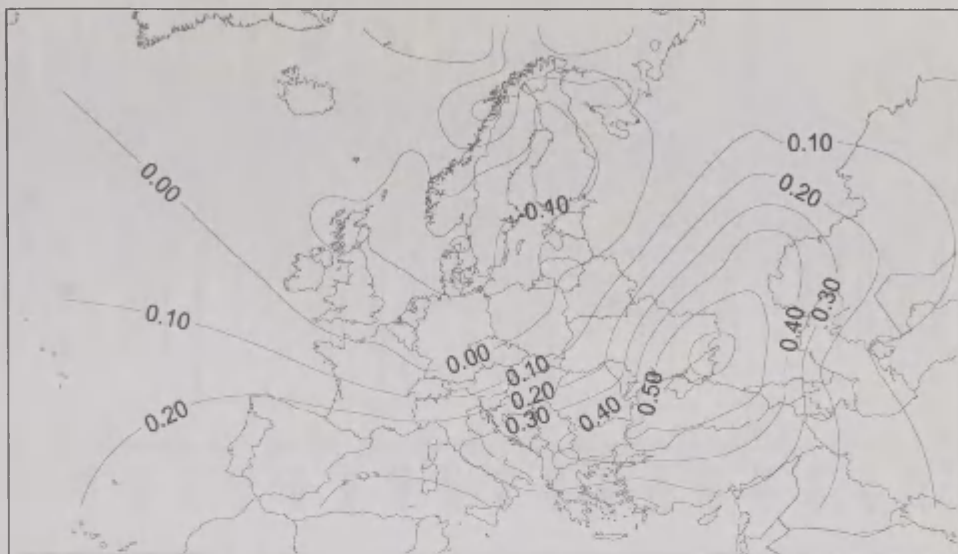


Joon. 9. Järjestikuste kuusademetete kolmanda komponendi kaart (5×5 kraadi võrgustik).
Fig. 9. Map of the third PC of sequential monthly precipitation (5×5 degree grid).



Joon. 10. Järjestikuste kuusademetete kolmanda komponendi kaart (2,5×3,75 kraadi võrgustik).
Fig. 10. Map of the third PC of sequential monthly precipitation (2.5×3.75 degree grid).

4. komponendi väljad on üksikutel sesoonidel üksteisest väga erinevad kandes pigem juhuslikku iseloomu. Positiivse ja negatiivse korrelatsiooniiga piirkonnad on nendel erinevatel sesoonidel vaheldunud suurtes piirides. Samas tuleb rõhutada, kahe tihedusega andmestiku korral on komponentide kaardi peaaegu ühtelangevad, mis on ka loomulik.



Joon. 11. Järjestikuste sesoonisademetel neljanda komponendi kaart (5×5 kraadi võrgustik).

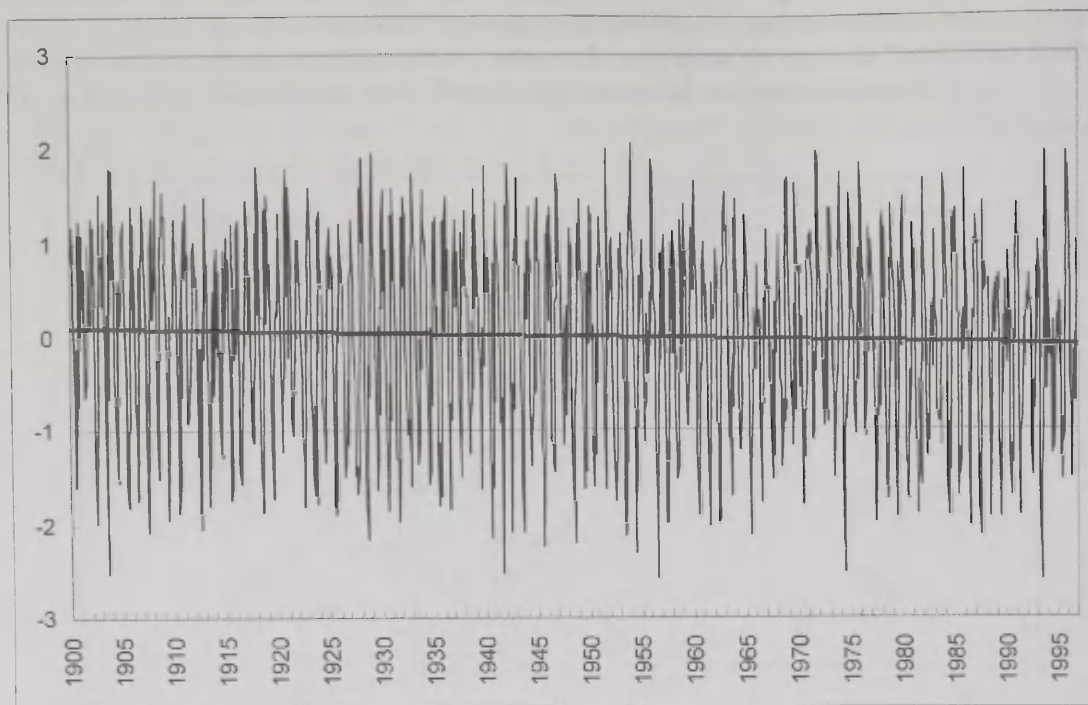
Fig. 11. Map of the fourth PC of sequential seasonal precipitation (5×5 degree grid).

5.3. Peakomponentide aegread ja trendid

Peakomponentide aegride analüüs võimaldab kindlaks teha vastavate komponentide ajalise muutlikkuse iseloomu, perioodilisi kõikumisi ja trende. Järjestikuste kuude sademete esimese komponendi aegrida annab tunnistust väga suurtest sesoonsetest võnkumisest (joon. 12). Talvel iseloomustavad seda suured positiivsed väärtused, mis tähendab, et Vahemere piirkonnas sajab suhteliselt rohkem. Suve iseloomustavad negatiivsed väärtused.

Samas on märgata, et esimese komponendi aegreas esineb negatiivne trend, mis üldise sesoonse võnkumise juures ei pruugi olla selgelt märgatav. Negatiivne trend märgib seda, et esimese komponendi tugevalt negatiivse korrelatsiooni alal (Kesk-, Ida- ja Põhja-Euroopas, vt joon. 3) on toimunud sademete hulga suurenemine, positiivse korrelatsiooniga alal (Vahemeremaad) aga vähenemine. Selliseid trende on Euroopas ka üksikute jaamade andmetel täheldatud.

Järjestikuste sesoonisademetel teise komponendi aegrida iseloomustab samuti selge sesoonsus ja positiivne trend (joon. 13). Positiivsed väärtused ehk suhteliselt suuremate sademete esinemine positiivse korrelatsiooniga piirkondades, seega Briti saartel ja mujal Lääne-Euroopas on tüüpiline külmale poolaastale. Negatiivsed väärtused ehk enam sademeid negatiivse korrelatsiooniga aladel (Ukrainas) on omane soojale poolaastale. Tugev positiivne trend näitab sademete hulga üldist suurenemistendentsi Lääne-Euroopas ja vähenemist Ida-Euroopas.

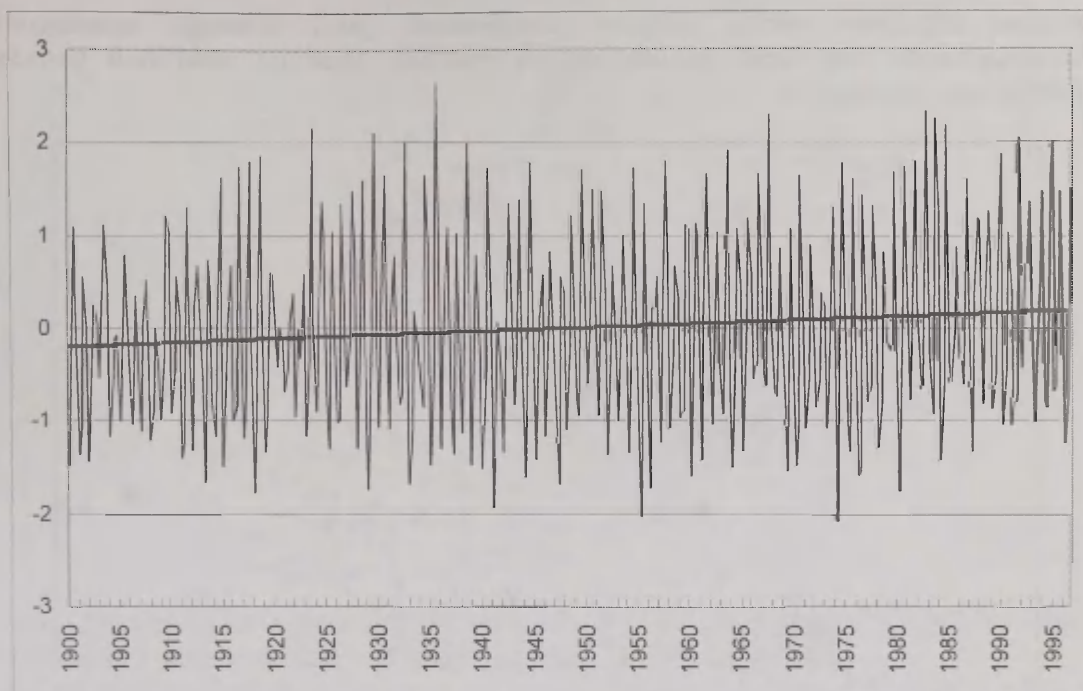


Joon. 12. Järjestikuste kuude sademete esimese komponendi aegrida (5×5 kraadi võrgustik).

Fig. 12. Time series of the first PC of the sequential monthly precipitation (5×5 degree grid).

Kuusademetes kolmanda komponendi aegrida omab olulist negatiivset trendi ja neljanda komponendi aegrida positiivset trendi. Esimesel juhul näitab trend sademete hulga suurenemist Norra rannikul ja vähenemist Prantsusmaal, teisel juhul aga sademete hulga suurenemist Kagu-Euroopas. Kui järjestikuste kuusademetes nelja esimese komponendi aegreas esines statistiliselt usaldusväärne trend $p < 0,05$ tasemel, siis järjestikuste sesoonisademetes puhul esines oluline trend üksnes teise komponendi puhul. Tihedama võrgustikuga sademete andmete kasutamisel olid komponentide aegridade trendid samasuunalised, kuid statistiliselt mitteolulised.

Üksikute sesoonide sademete esimeste peakomponentide aegread omavad vähem statistiliselt olulisi trende, kusjuures kevade ja suve sademetel pole neid üldse. Sügise sademete nii 1. kui ka 2. komponendi aegridades on tugev negatiivne trend. See viitab olulisele sademete režiimi muutusele sügisel. Sademete hulk sügisel on 20. sajandi jooksul märgatavalt tõusnud Põhja-Euroopas (Põhjamere ja Läänemere piirkond, Karjala, Põhja-Norra), vähenenud aga Kesk- ja Lõuna-Euroopas. Analoogiline tendents avaldub ka talviste sademete puhul, kuigi väiksema intensiivsusega. Kahe erineva lahutusega andmemassiivi kasutamisel olid tulemused kokkulangevad.



Joon. 13. Järjestikuste sesoonisademet teise komponendi aegrida (5×5 kraadi võrgustik).
Fig. 13. Time series of the second PC of the sequential seasonal precipitation (5×5 degree grid).

5.4. Euroopa sademete rajoonid

Peakomponentanalüüsi tulemusena on võimalik eristada Euroopa sademete rajoonid. Iga selline piirkond seostub ühe alaga, mis omab tugevat korrelatsiooni mingi komponendiga. Seega võib mingil määral klassifitseerimise ja rajoneerimise aluseks pidada erinevate komponentide kaarte (joon. 3–11). Kokkuvõtvalt on eristatud rajoonid esitatud joonisel 14 erinevate sümbolite abil. Järjestikuste kuu- ja sesoonisademet peakomponentanalüüsi tulemusena saadud rajoneeringud erinevad omavahel ainult üksikutes võrgustiku sõlmpunktides.

1. komponendi järgi eristus Vahemeremaade rajoon (positiivne korrelatsioon), mis on joonisel tähistatud mustade ringidega, ning Kesk- ja Kirde-Euroopa (negatiivne korrelatsioon), mis on toodud seest valgete ringidega. See teine regioon on väga ulatuslik hõlmates Alpidest kuni Barentsi mere rannikuni umbes poole kogu Euroopa pindalast. 2. komponendi järgi on eristatud ainult üks sademete rajoon – Briti saared, mis ulatub ka Norra ja Prantsusmaa rannikuni (mustad ruudud). 3. komponendi alusel on eristatud kaks väiksemat rajooni (Prantsusmaa – mustad rombid, Skandinaavia mäestik, seest valged rombid), millel esinevad vastasmärgilised sademete kõikumised. 4. komponendi alusel eristub kuues, Musta mere ja Kaspia sademete rajoon (mustad kolmnurgad). Võrgustiku need sõlmpunktid, milles ei olnud võimalik üheselt määrata, millise komponendiga nad enim seotud on, on joonisel 14 kujutatud väiksemate mustade punktidenä.

Tihedama võrgustikuga andmestiku peakomponentanalüüsil koostatud Euroopa sademete rajoneerimise skeem (joon. 15) on märksa detailsem, kui hõredama võrgustiku korral. Üldiselt võib siiski öelda, et kahe erineva lahutusega andmeid kasutades on

tulemus üldjoontes sama. Esimese komponendi järgi eristusid samamoodi Vahemeremaade ning Kesk- ja Ida-Euroopa rajoonid. Need on praktiliselt samade piiridega nagu joonisel 14.



Joon. 14. Järjestikuste kuusademet andmete peakomponentanalüüsi tulemuste alusel koostatud Euroopa sademete rajoneering (5×5 kraadi võrgustik).

Fig. 14. Regionalisation of European precipitation based on results of PCA of sequential monthly precipitation (5×5 degree grid).

Teise komponendi järgi sai defineerida Briti saarte sademete rajooni, kuid selle ulatus on muutunud oluliselt laiemaks, hõlmates Prantsusmaa looderanniku, Taani, Lõuna-Norra ja isegi Botnia lahe piirkonna. Kaardilt tuleb esile ka teise komponendiga vastasmärgilises korrelatsioonis olevad alad Kaukaasias ja Rumeenias, hõlmates neli võrgustiku punkti. Siiski on selles piirkonnas korrelatsioon suhteliselt nõrgem, 0,3–0,4. Seetõttu ei saa seda defineerida eraldiseisva sademete rajoonina.

Kolmanda komponendi järgi on eristatud need samad kaks sademete rajooni, mis tulid välja ka hõredamat võrgustikku kasutades. Norra ranniku ja Skandinaavia mäestiku rajoon paikneb enamvähem samades piirides. Samas on aga oluliselt suurenenud Prantsusmaa rajoon, hõlmates lisaks veel ala Lõuna-Alpidest kuni Ungari ja Horvaatiani ning lisaks Bulgaaria ja Lõuna-Ukraina. Musta mere ja Kaspia sademete rajoon, mis eristus neljanda komponendi alusel eksisteerib tihedama võrgustiku rajoneerimise kaardi samuti. Siiski tuleb tunnistada, et kogu see piirkond Kagu-Euroopas on sademete režiimilt üsna kirju. Seal on palju erinevaid mõjutusi, sealhulgas ka mägialasid, mis komplitseerivad sademete territoriaalset jaotust.



Joon. 15. Järjestikuste kuusademetel andmete peakomponentanalüüsi tulemuste alusel koostatud Euroopa sademete rajoneering ($2,5 \times 3,75$ kraadi võrgustik).

Fig. 15. Regionalisation of European precipitation based on results of PCA of sequential monthly precipitation (2.5×3.75 degree grid).

5.5. Seosed sademete komponentide ja atmosfääri tsirkulatsiooni vahel

Atmosfääri tsirkulatsiooni mõju sademete territoriaalsele jaotusele on käesolevas töös uuritud sesoonide sademete komponentide skooride aegridade abil. Järjestikuste kuu- ja sesoonisademetel andmetel pole otstarbekas seda uurida, sest tsirkulatsiooni mõju sademetele võib erinevatel sesoonidel olla erinev. Samuti võivad tsirkulatsiooninäitajad erinevatel aastaaegadel kajastada tsirkulatsiooniolusid erinevalt.

Tabelites 3–6 on esitatud korrelatsioonikordajad talve, kevade, suve ja sügise sademete esimese nelja komponendi skooride aegridade korrelatsioonid sama perioodi tsirkulatsiooninäitajatega. Nagu arvata oligi, esinevad kõige tugevamad seosed talviste sademete korral ja kõige nõrgemad suvel. Talvel on sademed kõige otsesemalt seotud õhumasside liikumisega, suvel on aga suurem osa sademetest põhjustatud kohaliku tekkega konvektiivsete pilvede poolt. Tiheda ja hõreda võrgustiku andmete võrdlusel tuleb silmas pidada, et mõnede komponentide puhul on seosed vastasmärgilised, mistõttu ka korrelatsioonikordajad võivad olla suuruselt sarnased kuid vastasmärgilised.

Korrelatsioon tsirkulatsiooninäitaja ja sademete vahel võib avalduda kahte moodi. Ühest küljest võib kindlat tüüpi tsirkulatsioon seostuda näiteks ookeani kohalt tuleva õhuvooluga, mis sademeid annab, ning sisemaalt tuleva tsirkulatsiooniga, mis on tavaliselt seotud kuiva ilmaga. Teisest küljest aga kajastavad tsirkulatsiooninäitajad tegelikult õhurõhkondade paiknemist. Õhurõhul on aga teatavasti väga tugev seos sademetega – madalrõhkonnal positiivne ja kõrgrõhkonnal negatiivne.

Talve sademete esimene komponent korreleerub statistiliselt olulisel määral kõigi läänevoolu intensiivsust kajastavate tsirkulatsiooninäitajatega (tabel 3). Negatiivne korrelatsioon tähendab seda, et tugevalt positiivse NAO indeksi väärtuse korral ja tsonaalsete tsirkulatsioonivormide W ja Z sagedasel esinemisel sajab talvel rohkesti

Põhjamere ja Läänemere regioonis ning kuiv on Vahemere piirkonnas. Vastupidine olukord esineb nendes piirkondades meridionaalse tsirkulatsiooni, eelkõige põhjavoolu valitsemise korral (M, SCA). Eriliselt tuleks rõhutada tugevat korrelatsiooni nn saksa klassifikatsiooniga (tsonaalne tsirkulatsioonigrupp Z ja meridionaalne grupp M), mis on ka loomulik, sest Saksamaa alal on korrelatsioon sademete 1. komponendiga suurim (joon. 5).

Tabel 3. Talve sademete esimese nelja komponendi aegridade korrelatsioonid atmosfääri tsirkulatsiooni näitajatega. Statistiliselt oluline seos $p < 0,05$ tasemel on trükitud jämedalt.

Table 3. Correlations between the first four principal components of winter precipitation and characteristics of atmospheric circulation. Statistically significant relationship on $p < 0.05$ level are typed in bold.

5×5	1. komponent	2. komponent	3. komponent	4. komponent
W	-0,342	0,540	-0,147	-0,100
E	0,224	-0,558	0,459	0,101
C	0,091	0,190	-0,550	-0,054
Z	-0,682	-0,024	0,202	0,091
M	0,624	-0,411	-0,134	-0,091
HM	-0,034	0,527	-0,048	0,016
NAOL	-0,400	0,549	0,251	0,220
NAOPD	-0,271	0,464	0,442	0,125
NAOG	-0,449	0,530	0,360	0,155
AO	-0,259	0,755	0,103	0,032
NAOT	-0,327	0,420	0,476	0,178
EA	-0,496	-0,020	0,371	-0,259
POL	-0,063	0,743	-0,069	-0,135
EAWR	0,097	0,523	-0,196	0,424
SCA	0,502	-0,278	0,510	-0,242
2,5×3,75	1. komponent	2. komponent	3. komponent	4. komponent
W	-0,274	-0,549	0,228	-0,137
E	0,157	0,493	-0,542	0,106
C	0,111	-0,073	0,577	-0,010
Z	-0,681	-0,105	-0,199	0,093
M	0,563	0,495	0,061	-0,085
HM	0,038	-0,495	0,132	0,007
NAOL	-0,325	-0,633	-0,148	0,208
NAOPD	-0,207	-0,568	-0,355	0,120
NAOG	-0,378	-0,642	-0,262	0,154
AO	-0,155	-0,787	0,024	0,042
NAOT	-0,274	-0,516	-0,395	0,221
EA	-0,486	-0,098	-0,389	-0,239
POL	0,041	-0,708	0,203	-0,108
EAWR	0,152	-0,460	0,319	0,420
SCA	0,479	0,242	-0,571	-0,274

Tabel 4. Kevade sademete esimese nelja komponendi aegridade korrelatsioonid atmosfääri tsirkulatsiooni näitajatega.

Table 4. Correlations between the first four principal components of spring precipitation and characteristics of atmospheric circulation.

5×5	1. komponent	2. komponent	3. komponent	4. komponent
W	-0,309	-0,037	0,206	0,216
E	-0,010	0,248	-0,438	-0,325
C	0,359	-0,297	0,351	0,211
Z	-0,315	-0,150	-0,117	0,274
M	0,537	0,118	-0,180	0,019
HM	-0,374	0,001	0,308	-0,233
NAOL	-0,294	0,170	0,134	0,002
NAOPD	-0,092	0,331	-0,025	0,063
NAOG	-0,352	0,053	0,099	0,188
AO	-0,179	0,333	0,356	0,201
NAOT	0,168	0,248	0,108	0,174
EAWR	0,022	-0,104	0,043	0,537
SCA	0,429	0,147	-0,267	0,018
2,5×3,75	1. komponent	2. komponent	3. komponent	4. komponent
W	-0,296	-0,036	0,237	-0,190
E	0,001	-0,170	-0,487	0,308
C	0,329	0,275	0,381	-0,217
Z	-0,335	0,140	-0,054	-0,253
M	0,532	-0,005	-0,222	-0,068
HM	-0,348	-0,124	0,302	0,271
NAOL	-0,263	-0,223	0,137	0,039
NAOPD	-0,051	-0,332	-0,054	-0,036
NAOG	-0,346	-0,106	0,125	-0,152
AO	-0,120	-0,413	0,298	-0,177
NAOT	0,170	-0,238	0,067	-0,196
EAWR	0,000	0,128	0,082	-0,516
SCA	0,406	-0,032	-0,295	-0,019

Talve sademete teine komponent vastab üldjoontes kõigi kuude sademete kolmandale komponendile (joon. 9). See tähendab vastasmärgilisi sademete võnkumisi Skandinaavia ja Prantsusmaa sademeterajoonide vahel. Seega on võrdluses mõnevõrra põhja pool asetsevad alad kui esimese komponendi puhul. Teine komponent omab üldse kõige tugevamat seost tsirkulatsiooniga. Ka siin on tugevaim seos läänevoolu karakteristikutega, kuid seekord AO ja POL indeksitega. Nad kirjeldavad õhuvoolu tugevust ookeani kohalt Norra rannikule. Sellises sünoptilises olukorras on Prantsusmaa kohal kõrgrõhkkond. Vastupidises olukorras, kui sajab palju Prantsusmaal, Balkanil ja Ukrainas, asub kõrgrõhkkond Põhja-Euroopas. Sealsed sademed korreleeruvad aga tsirkulatsioonivormi E ja meridionaalse tsirkulatsioonigrupi M esinemissagedusega.

Talviste sademete kolmas komponent väljendab vastasmärgilisi kõikumisi Lääne- ja Kagu-Euroopa vahel. Neist esimeses piirkonnas on talvel sademeid rohkem tsirkulatsioonivormi E korral ja teises vormi C korral. Esimesel juhul on Venemaa kohal valitsevaks kõrgrõhkkond ja teisel juhul madalrõhkkond. Neljas komponent ei oma talvel tugevamaid korrelatsioon sademetega ning seetõttu pole tema seosed tsirkulatsiooni-näitajatega samuti märkimisväärsed.

Kevade sademete peakomponendid omavad juba märksa nõrgemat seost tsirkulatsiooninäitajatega võrreldes talvega (tabel 4). Esineb mõningal määral negatiivset korrelatsiooni läänevoolu tugevust iseloomustavate tsirkulatsiooninäitajatega (Z, HM, NAOG). See tähendab sama seost, mis palju tugevamal kujul avaldub talvel. Läänevoolu tingimustes sajab enam Läänemere ümbruses ja vähem Vahemeremaades. Meridionaalse tsirkulatsiooni korral sajab seal suhteliselt vähe.

Tabel 5. Suve sademete esimese nelja komponendi aegridade korrelatsioonid atmosfääri tsirkulatsiooni näitajatega.

Table 5. Correlations between the first four principal components of summer precipitation and characteristics of atmospheric circulation.

5×5	1. komponent	2. komponent	3. komponent	4. komponent
W	0,427	-0,212	0,009	-0,116
E	-0,082	0,298	0,169	0,149
C	-0,380	-0,180	-0,266	-0,081
Z	0,542	0,152	0,024	-0,093
M	-0,398	0,253	-0,100	0,050
HM	-0,147	-0,422	0,078	0,044
NAOPD	-0,073	0,093	-0,014	-0,153
NAOG	0,072	-0,054	-0,056	-0,155
AO	-0,290	-0,178	-0,043	-0,234
NAOT	-0,747	-0,225	0,004	-0,232
EAJ	0,435	-0,171	0,102	-0,170
ASU	0,172	-0,013	0,056	-0,069
2,5×3,75	1. komponent	2. komponent	3. komponent	4. komponent
W	0,438	0,186	-0,056	-0,127
E	-0,087	-0,308	-0,098	0,148
C	-0,386	0,229	0,219	-0,064
Z	0,532	-0,162	0,026	-0,142
M	-0,409	-0,214	0,131	0,068
HM	-0,125	0,391	-0,164	0,072
NAOPD	-0,083	-0,068	-0,022	-0,075
NAOG	0,070	0,058	-0,018	-0,118
AO	-0,286	0,211	0,023	-0,178
NAOT	-0,737	0,264	-0,063	-0,165
EAJ	0,452	0,151	-0,088	-0,165
ASU	0,170	-0,016	-0,067	-0,068

Kevade sademete teise komponendi seosed tsirkulatsiooniga on nõrgad. Teine komponent korreleerub sademetega Lõuna-Venemaal ja Ukrainas. Kevade sademete 3. komponent, nagu ka kõikide kuude sama komponent (joon. 9), kajastab vastasmärgilisi sademete esinemist Põhja-Norra ja Prantsusmaa vahel. Samas on märgata ka vastasmärgilisi sademete kõikumisi mõlemal pool Skandinaavia mäestikku. Tsirkulatsioonivormi E korral sajab enam Rootsi poolses küljes, C korral aga Norras ehk ookeani poolses küljes.

Tabel 6. Sügise sademete esimese nelja komponendi aegridade korrelatsioonid atmosfääri tsirkulatsiooni näitajatega.

Table 6. Correlations between the first four principal components of summer precipitation and characteristics of atmospheric circulation.

5×5	1. komponent	2. komponent	3. komponent	4. komponent
W	-0,189	-0,359	0,075	0,060
E	-0,098	0,465	-0,462	-0,114
C	0,307	-0,142	0,464	0,066
Z	-0,584	-0,325	0,025	0,210
M	0,296	0,580	0,027	-0,141
HM	0,284	-0,326	-0,060	-0,069
NAOPD	-0,027	-0,182	-0,492	0,216
NAOG	-0,151	-0,422	-0,305	0,235
AO	0,042	-0,562	-0,140	0,160
NAOT	0,457	-0,351	-0,153	0,265
EA	-0,023	-0,082	0,027	-0,028
EAWR	0,341	0,004	0,119	-0,005
SCA	-0,213	-0,236	0,063	0,063
2,5×3,75	1. komponent	2. komponent	3. komponent	4. komponent
W	-0,210	-0,363	-0,024	0,009
E	-0,025	0,483	0,444	-0,063
C	0,244	-0,158	-0,497	0,060
Z	-0,597	-0,329	0,059	0,147
M	0,320	0,581	-0,094	-0,065
HM	0,269	-0,322	0,049	-0,087
NAOPD	0,014	-0,203	0,491	0,195
NAOG	-0,149	-0,447	0,339	0,153
AO	0,031	-0,567	0,152	0,100
NAOT	0,431	-0,396	0,104	0,261
EA	0,024	-0,076	-0,031	-0,027
EAWR	0,292	-0,018	-0,095	-0,031
SCA	-0,147	-0,217	-0,038	0,024

Suve sademete korral avaldub seos atmosfääri tsirkulatsiooniga üksnes 1. komponendi korral (tabel 5). See väljendab vastasmärgilisi sademete võnkumisi Põhjamere ja Läänemere piirkonna ja Vahemeremaade vahel. Tugeva tsonaalse tsirkulatsiooni korral (W, Z, EAJ) sajab Kesk- ja Põhja-Euroopas enam ning Lõuna-Euroopas vähem. Viimasel alal domineerib siis kõrgrõhkkond. Meridionaalse tsirkulatsiooni korral (C, M) on sademete jaotus vastupidine. Märkimisväärne on see, et NAO indeksid ei kajasta suvel tsonaalset tsirkulatsiooni. NAO kaugseose indeksi (NAOT) puhul valitseb Kesk-Euroopa kohal hoopis kõrgrõhkkond. Sellest tuleneb ka väga kõrge negatiivne korrelatsioon.

Sügise sademete 2. komponent omab kõige tugevamaid seoseid tsirkulatsiooni näitajatega. See komponent on analoogne talviste sademete 2. komponendiga ja kevade sademete 3. komponendiga. Korrelatsioonikordajad käituvad kõigil kolmel juhul enam-vähem samamoodi. Tsirkulatsioonivormide W ja E, samuti nagu ka tsirkulatsiooni-gruppide HM ja M esinemissageduste korrelatsioonid sügise sademete 2. komponendi aegreaga on vastasmärgilised. Esimeste puhul sajab enam Norra rannikul ja kuivem on Kesk-Euroopas ning Rootsis. Teisel juhul on seosed vastupidised.

Sügise sademete 3. komponent väljendab sademete kõikumisi Lõuna-Venemaal ja Ukrainas. Palju sademeid seostub tsirkulatsioonivormi C esinemisega ja vähe vormiga E. NAO indeksid on negatiivses korrelatsioonis sademetega selles piirkonnas.

6. Kokkuvõte

Võrgustikku sõlmpunktidesse interpoleeritud sademete järjestikuste kuude ja sesoonide summade peakomponentanalüüsi tulemusena on kindlaks määratud kuus Euroopa sademete rajooni. Esimese komponendi alusel sai eristatud Kesk- ja Kirde-Euroopa rajoon ja Vahemeremaade rajoon, millele on iseloomulikud vastasmärgilised sademete võnkumised. Sellist sademete jaotumist on suhteliselt lihtne seletada vastasmärgiliste õhurõhu anomaaliatega esinemisega nende piirkondade vahel. Kui põhjapoolsemas rajoonis domineerivad madalrõhkkonnad ja sademete hulk on suur, siis lõuna pool valitseb püsiv kõrgrõhkkond kuiva ilmaga.

Teise komponendi alusel eristub Briti saarte rajoon, mis ulatub üle Põhjamere välja ka Norra rannikule. Kolmanda komponendi järgi on eristatud Prantsusmaa ja Skandinaavia rajoonid ning neljanda komponendi alusel Musta mere ja Kaspia rajoon.

Üsikute sesoonide sademete andmete alusel teostatud peakomponentanalüüsi tulemused on mõnevõrra varieeruvad, kuid seal kajastuvad terve aasta kohta teostatud rajoneeringu tulemused. Esimese komponendi jaotus on samasugune aastaringselt, kuid põhjapoolsem kõige tugevama korrelatsiooni ala paikneb soojal poolaastal rohkem lääne pool, Läänemere ja Põhjamere alal.

Briti saarte rajoon avaldub talvel, suvel ja sügisel 3. komponendis, Prantsusmaa ja Skandinaavia rajoonid suvel, sügisel ja talvel teises ning kevadel kolmandas komponendis, Musta mere ja Kaspia rajoon talvel 4., kevadel 2. ja sügisel 3. komponendis. Muidugi pole need sarnasused üksühesed.

Järjestikuste kuude ja sesoonide sademete 1. komponendi skooride aegreale on iseloomulik statistiliselt oluline trend. See väljendab sademete kasvutendentsi Kesk- ja Kirde-Euroopa rajoonis ja vähenemist Vahemere rajoonis. Teise komponendi trend näitab sademete hulga suurenemist Briti saarte regioonis. Tihedama võrgustiku andmete kasutamisel usaldusväärseid trende ei esinenud.

Kevade ja suve sademete esimeste komponentide aegridades statistiliselt olulist trendi ei esine. Küll on aga kindlaks tehtud sügise sademete 1. ja 2. komponendi selge

negatiivne trend. Põhja-Euroopas on sademete hulk kasvanud ja Lõuna-Euroopas kahanenud. Sarnane tendents on ilmnenud ka talve sademete puhul, kuigi vähema intensiivsusega.

Sesooni sademed on tugeval määral põhjustatud atmosfääri tsirkulatsiooni poolt, seda eelkõige talvel aga ka sügisel ja kevadel. Suviste sademete puhul pole seost tsirkulatsiooninäitajate ja sademete vahel. Kesk- ja Kirde-Euroopa rajoonis on sademed positiivses korrelatsioonis läänevoolu intensiivsust kirjeldavate näitajatega – Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) indeksid, tsonaalse tsirkulatsioonigrupi Z ning tsonaalse vormi W esinemissagedus jne. Samas Vahemeremaade sademed on vastupidises seoses.

Skandinaavia ja Prantsusmaa rajoonide sademed on samuti suuresti ära määratud tsirkulatsiooni poolt. Esimeses neist on rohkem sademeid tsirkulatsioonivormi W ja poolmeridionaalse tsirkulatsioonigrupi HM korral ning AO ja NAO indeksite positiivsete väärtuste korral, teises vormi E ja meridionaalse tsirkulatsioonigrupi M korral ning nende indeksite negatiivsete väärtuste korral.

Tänuavaldused

Seda uurimust toetas ETF grant nr. 5786.

Kirjandus

- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115, 1083-1126.
- Brázdil, R., Kožuchowski, K., 1986. Some aspects of precipitation variability in Poland in the period of 1881-1980. *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun.*, 16, 365-382.
- Bärring, L., 1987. Spatial patterns of daily rainfall in central Kenya: application of principal component analysis and spatial correlation. *J. Climatol.*, 7, 267-290.
- Bärring, L., 1988. Regionalization of daily rainfall in Kenya by means of common factor analysis. *J. Climatol.*, 8, 371-390.
- Diaz, H.F., 1981. Eigenvector analysis of seasonal temperature, precipitation and synoptic scale system frequency over the contiguous United States. Part II: spring, summer, fall and annual. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1285-1304.
- Diaz, H.F., 1986. An analysis of twentieth century climate fluctuations in northern North America. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 1625-1657.
- Diaz, H.F., Fulbright, D.C., 1981. Eigenvector analysis of seasonal temperature, precipitation and synoptic scale system frequency over the contiguous United States. Part I: winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1267-1284.
- Drosowsky, W., 1993a. An analysis of Australian seasonal rainfall anomalies: 1950–1987. I: spatial patterns. *Int. J. Climatol.*, 13, 1-30.
- Dyer, T.G.J., 1975. The assignment of rainfall stations into homogeneous groups: an application of principal component analysis. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 101, 1005-1013.
- Ehrendorfer, M., 1987. A regionalization of Austria's precipitation climate using principal component analysis. *J. Climatol.*, 7, 71-89.
- Gadgil, S., Yadumani, Joshi, N.V., 1993. Coherent rainfall zones of the Indian region. *Int. J. Climatol.*, 13, 547-566.
- Gerstengarbe, F.W., Werner, P.C., 1999. Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881–1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5. Auflage, Potsdam, Offenbach am Main.

- Goossens, C., 1985. Principal component analysis of Mediterranean rainfall. *J. Climatol.*, 5, 379.
- Gregory, S., 1989. Macro-regional definition and characteristics of Indian summer monsoon rainfall 1871-1985. *J. Climatol.*, 9, 465-483.
- Gregory, J.M., Jones, P.D., Wigley, T.M.L., 1991. Precipitation in Britain: an analysis of area-average data updated to 1989. *Int. J. Climatol.*, 11, 331-345.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Hurrell, J., van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, 36, 301-306.
- Iyengar, R.N., Basak, P., 1994. Regionalization of Indian monsoon rainfall and long-term variability signals. *Int. J. Climatol.*, 14, 1095-1114.
- Jaagus, J., 2003. Kliimamuutuse tendentsid Eestis 20. sajandi teisel poolel seostatuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 93, 62-78.
- Jaagus, J., 2006. Climatic changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theor.Appl. Climatol.*, 83, 77-88.
- Jaagus, J., Sepp, M., Tomingas, O., 2001. Atmosfääri suuremõõtmeline tsirkulatsioon kliima kujundajana Eestis ja kogu Euroopas. *Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat*, 33, 35-63.
- Janowiak, J.E., 1988. Investigation of interannual rainfall variability in Africa. *J. Climate*, 1, 240-255.
- Jones, P.D., Jónsson, T., Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17, 1433-1450.
- Klaus, D., 1978. Spatial distribution and periodicity of mean annual precipitation south of the Sahara. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 26, 17-27.
- Kozuchowski, K., Marciniak, K., 1988. Variability of mean monthly temperatures and semi-annual precipitation totals in Europe in relation to hemispheric circulation patterns. *J. Climatol.*, 8, 191-199.
- Kulkarni, A., Kripalini, R.H., Singh, S.V., 1992. Classification of summer monsoon rainfall patterns over India. *Int. J. Climatol.*, 12, 269-280.
- Kutzbach, J.E., 1967. Empirical eigenvectors of sea level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. *J. Appl. Meteorol.*, 6, 791-802.
- Logue, J.J., 1984. Regional variations in the annual cycle of rainfall in Ireland as revealed by principal component analysis. *J. Climatol.*, 4, 597.
- Lyons, S.W., 1982. Empirical orthogonal function analysis of Hawaiian rainfall. *J. Appl. Meteorol.*, 12, 1713-1729.
- Lyons, W.F., Bonell, M., 1994. Regionalization of daily mesoscale rainfall in the tropical wet/dry climate of the Townsville area of North-East Queensland during the 1988-1989 wet season. *Int. J. Climatol.*, 14, 135-163.
- Maheras, P., 1985. A factorial analysis of Mediterranean precipitation. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 36, 1-14.
- Maheras, P., 1988. Changes in precipitation conditions in the Western Mediterranean over the last century. *J. Climatol.*, 8, 179-189.
- Martin-Vide, J., Lopez-Bustins, J.-A., 2006. The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian peninsula. *Int. J. Climatol.*, 26, 1455-1475.
- Molteni, F., Bonelli, P., Bacci, P., 1983. Precipitation over northern Italy; a description by means of principal component analysis. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 17-38.
- Nicholson, S.E., 1986. The spatial coherence of African rainfall anomalies: interhemispheric teleconnections. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 1365-1379.
- Ogallal, L.J., 1989. The spatial and temporal patterns of East African rainfall derived from principal component analysis. *J. Climatol.*, 9, 145-167.

- Pandzic, K., 1988. Principal component analysis of precipitation in the Adriatic-Pannonian area of Yugoslavia. *J. Climatol.*, 8, 357-370.
- Sellers, W.D., 1968. Climatology of monthly precipitation patterns in the western United States, 1931-1966. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 585-595.
- Sepp, M., 1999. Atmosfääri üldise tsirkulatsiooni tüüpide korduvuse seosed Eesti ilmastikuga. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 108-122.
- Stidd, C.K., 1967. The use of eigenvectors for climatic estimates. *J. Appl. Meteorol.*, 6, 255-264.
- Sumner, G., Ramis, C., Guijarro, J.A., 1993. The spatial organization of daily rainfall over Mallorca, Spain. *Int. J. Climatol.*, 13, 89-109.
- Thompson, D.W., Wallace, J.M., 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Uvo, C.B., 2003. Analysis and regionalization of Northern European winter precipitation based on its relationship with the North Atlantic Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 23, 1185-1195.
- Walsh, J.E., Richman, M.B., Allen, D.W., 1982. Spatial coherence of monthly precipitation in the United States. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 272-286.
- Wibig, J., 1999. Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. *Int. J. Climatol.*, 19, 253-269.
- Wigley, T.M.L., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1984. On the average value of correlated time series with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 23, 201-213.

European precipitation regions and their relationships with large-scale atmospheric circulation

Jaak Jaagus

Institute of Geography, University of Tartu

Summary

The objective was to find regions with coherent precipitation variations. The principal component analysis is used for regionalisation of Europe, based on sequential monthly and seasonal precipitation. Gridded precipitation in two spatial resolutions (5×5 and 2.5×3.75 degree) from the global precipitation dataset created by Climate Research Unit, University of East Anglia, was used. The first four principal components (PC) describing 55-65 per cent of total variance enabled to determine six main precipitation regions in Europe.

The first PC revealed two large regions (central and north-eastern Europe, Mediterranean) with opposite fluctuations. The PC2 is related to the British Isles precipitation region, the PC3 determines the regions of Scandinavia and France with opposite variations and the PC4 defined the Black Sea and Caspian region.

Time series of the first two PCs of sequential monthly and seasonal precipitation in case of 5×5 degree grid are described by statistically significant trends. They indicate an increasing tendency of precipitation in central and northeastern Europe and on the British Isles, and a decrease over the Mediterranean region. In case of dense grid no trends revealed. The most significant trends were found for autumn precipitation indicating an increase in northern Europe and a decrease in southern Europe. The similar tendency revealed also for winter precipitation but of less magnitude. No trends were found for spring and summer precipitation.

Seasonal precipitation is very much determined by atmospheric circulation, especially in winter but also in autumn and in spring. Summer precipitation has no correlations with variables of large-scale atmospheric circulation. Precipitation over the central and northeastern regions of Europe has a high positive correlation with variables characterising the intensity of westerlies – the

NAO indices, frequency of the zonal circulation group Z and of the zonal circulation form W. Their correlations in the Mediterranean region are of the negative sign.

Precipitation in the regions of Scandinavia and France is also strongly determined by circulation. The first of them has high precipitation in case of the circulation form W and circulation group HM, and of high positive values of the AO and NAO indices. High precipitation in the region of France is related to the meridional circulation form E, circulation group M, and the negative values of these indices.

Äärmuslikult kuivade ja sajuste päevade esinemissageduse territoriaalne jaotus Eestis perioodil 1957–2006

Tiina Tammets

Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut

Jaak Jaagus

Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

1. Sissejuhatus

Erakordselt suured sademed ühelt poolt ja sademetepuudus pikema aja vältel teiselt poolt on ühed olulisemad looduskeskkonna riskitegurid. Nende statistilise jaotuse tundmaõppimine aitab kaasa ilmariskide maandamisele. Sademeterežiimi äärmuslikkuse kõige tuntumad tagajärjed on põud ja üleujutus. Põua ja üleujutuse tekkimine oleneb aga peale sademete hulga paljudest teistest teguritest, samuti ka kohast, kus need võivad rohkem või vähem väljenduda.

Üldjuhul ei räägita Eestis külmal aastaajal asetleidvast põuast. Põuda seostatakse eelkõige mullaniiskuse puudusega, mis on ühelt poolt sademetepuuduse tagajärg, kuid oleneb ka aastaajast, õhu- ja mullatemperatuurist, taimede kasvukohast, liigist, kasvufaasist, samuti ka teistest meteoroloogilistest ja looduslikest teguritest. Ingliskeelses kirjanduses on põuda liigitatud järgmiselt: meteoroloogiline, agrometeoroloogiline, hüdrooloogiline ning sotsiaalökonomiline põud (Hales, 2003; IFAS, 1988). Kõiki neid põua liike iseloomustab algselt sademete puudus. Nii peetakse **meteoroloogiliseks põuaks** olukorda, kui sademete hulk on oluliselt väiksem normaalsest, **agrometeoroloogiline** põud viitab sellele, et sademete puudus on viinud mulla niiskuse tasemeni, mis ei vasta enam antud kultuuri kasvutingimustele, **hüdrooloogiline põud** tekib, kui pikaaegne sademetepuudus alandab põhjavee taset normaalsest tunduvalt allapoole, **sotsioökonomiline põud** tähendab aga inimesi juba otseselt mõjutavat veepuudust. Alates meteoroloogilisest põuast on sademete defitsiit ja sademetevaese perioodi kestus iga järgneva põualiigi puhul eelmisest suurem.

Eestis on sademetepuudus seotud antitsükloonaalse ilmaga, mis esineb sagedamini kevadel ja varasuvel, kuid viimasel ajal ka augustis-septembris (Spravotšnik po klimatu ..., 1990; Jaagus, 1999).

Tugevate ja kauakestvate sadude tagajärjel tõuseb põhjavee tase, samuti veetase jõgedes ja järvedes ning see põhjustab üleujutuse. Euroopas kirjeldatakse kolme üleujutuse tüüpi: paduvihmade tagajärjel tekkinud uputus (flash flood), tugevate vihmade tagajärjel on jõed voolanud üle kallaste ning tormilainete poolt tekitatud üleujutused rannikul. Sellised uputused põhjustavad saagikadusid, teede lagunemist ja veevarustuse häireid, aga võivad viia ka suurte looduslike katastroofideni.

Suured sademed on tavaliselt lühiajalised ja väga intensiivsed, kuid samas võivad ka pikaajalised vihmajärged põhjustada liigvett ning uputusi. Eestis võib uputuse olukord tekkida ühelt poolt tugevate konvektiivsete vihmajärged poolt, mis kestavad põhiliselt soojal aastaajal mõne tunni jooksul ja levivad tüüpiliselt mõnesaja ruutkilomeetri ulatuses. Teiselt poolt võib uputus kujuneda pikaajaliste sajuperioodide esinemisel, mida

põhjustavad üle Eesti liikuvad, tavaliselt lõunast Vahemere ja Musta mere aladelt tulnud tsüklonid. Sajuala on nende puhul ulatuslikum ja sademete summad väga suured.

Kui tuua näiteid viimaste aastate äärmuslikest sademeteoludest Eestis, siis 2006. aasta juulis langes keskmiselt ainult 22% keskmisest sademete hulgast. See põhjustas põllumajanduses suured saagikaod. 2004. aasta suve tugevad vihasajud põhjustasid paljudel põldudel üleujutuse (Eesti keskkonnaseire, 2004-2005).

Käesoleva töö eesmärgiks on iseloomustada aasta ja sooja poolaasta äärmusliku sademetežiiimiga päevade arvu jaotust Eesti territooriumil viimase 50 aasta jooksul 54 meteoroloogiajaama ja –posti andmete alusel. Sademetepuudusega ja liigsademetega päevad on seejuures defineeritud sademete ööpäeva summade libiseva keskmise alusel (Tammets, 2005a; b).

2. Metoodika

Tavaliselt hinnatakse sademeid nende ööpäeva, kuu, aasta hulga järgi või päevade arvu järgi, mil neid on esinenud, aga ka mitmete teiste näitajate alusel (Spravotšnik po klimatu ..., 1990; Tank *et al*, 2002; Schmidli, Frei, 2005; ECA&D, 2006). Käesolevas töös leidsime sademete libiseva keskmise n -päevase perioodi jooksul.

Matemaatiliselt on rea $\{a_i\}_{i=1}^N$ sammuga n leitud libisev keskmine teine rida $\{s_i\}_{i=1}^{N-n+1}$, mille liikmed on arvutatakse järgmise valemi kaudu:

$$s_i = \frac{1}{n} \sum_{j=i}^{i+n-1} a_j.$$

Otsime vaadeldaval ajaperioodil päevade hulka, mil jooksvaks päevaks i arvutatud libisev keskmine sademete summa s_i ületab kindlad piirid. Sammu n väärtused ja limiidid, mille alusel nimetame päeva liigsademetega või sademetevaaseks päevaks oleneb objektist, millele sademete esinemine ja hulk mõjuvad. Näiteks agrometeoroloogilise objekti puhul oleneb see taimeliigist, vegetatsiooni perioodist, mullatingimustest, õhutemperatuurist ja –niiskusest jt teguritest.

Liigsademetega ja sademetepuudusega päevade defineerimisel lähtume agrometeoroloogilistest kaalutlustest (Kivi, 1998). Defineerime liigsademetega päevaks Eestis 10päevase perioodi viimase päeva juhul, kui selle perioodi libisev keskmine sademete hulk on 10 mm või rohkem, sademetepuudusega päevaks aga 20päevase sademeteta perioodi viimase päeva. Pikaajalisest ööpäeva sademete aegreast 10päevase sammuga leitud libisevate keskmiste rida on järgmine:

$$s_{10} = \frac{1}{10} \left\{ \sum_{j=1}^{10} a_j, \sum_{j=2}^{11} a_j, \dots, \sum_{j=N-9}^N a_j \right\},$$

kus N – mõõtmisseeria päevade arv. Kui $s_i = \frac{1}{10} \sum_{j=i}^{i+9} a_j \geq 10$, siis selle 10päevase perioodi viimast, $i+9$ ndat päeva nimetame liigsademetega päevaks.

Ekstreemselt kuivad on tingimused siis, kui rea

$$s_{20} = \left\{ \sum_{j=1}^{20} a_j, \sum_{j=2}^{21} a_j, \dots, \sum_{j=N-19}^N a_j \right\},$$

liige $s_k = \sum_{j=k}^{k+19} a_j = 0$. Selle 20päevase perioodi viimast, $k+19$ ndat päeva nimetame sademetepuudusega päevaks.

Tavaliselt järgnevad ekstreemselt kuivad ja liigsademetega päevad üksteisele ja nende hulk näitab ekstreemse perioodi intensiivsust. Mõnedel aastatel on selliste perioodide arv kaks või suurem. Selleks, et analüüsida liigsademetega ja sademetepuudusega päevade jaotumist Eestis 50 aasta jooksul, arvutasime 54 meteoroloogijaama ja posti puhul s_j ja s_k väärtused aastatel 1957–2006.

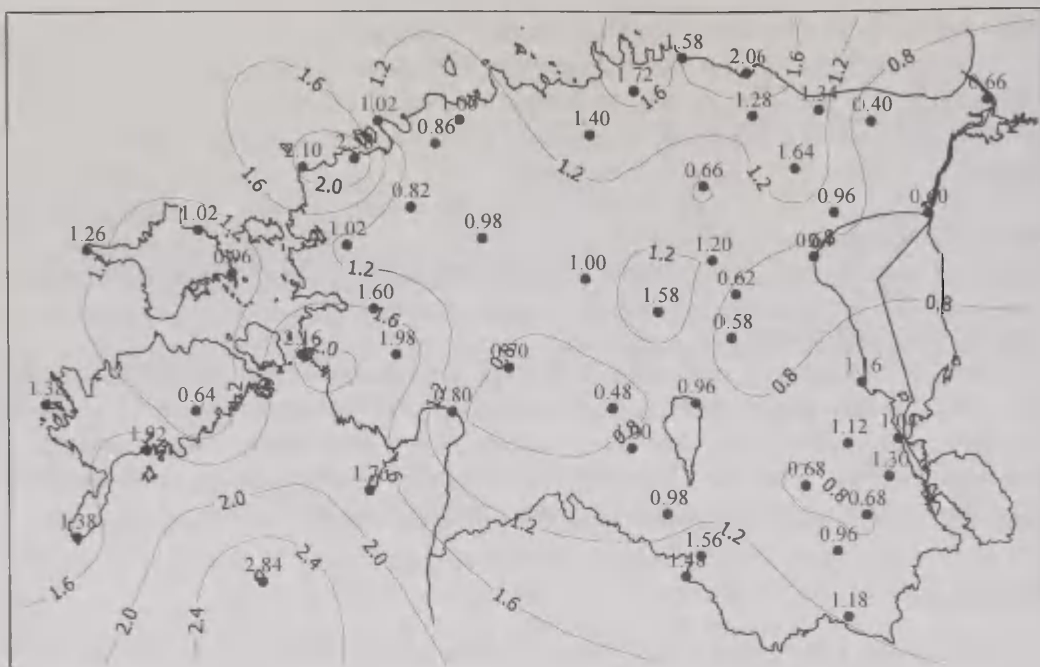
3. Tulemused

Kirjeldatud kriteeriumi alusel leitud liigsademetega päevad esinevad Eestis ainult suve-sügise perioodil, sagedamini juulis ja augustis – keskmiselt 37% koguarvust kummalgi kuul. Põuaperioodi ehk 20päevast sadudeta perioodi võib Eestis esineda igal kuul. Kõige rohkem on sademetepuudusega päevi olnud augustis ja mais – vastavalt 22% ja 17% aasta sademetepuudusega päevade koguarvust. Aastatel 1957–2006 on ekstreemsete päevade koguarv – sademetepuudusega ja liigsademetega päevade summa – ja varieeruvus oluliselt tõusnud (Tammets, 2005a; 2007). Tuleb lisada, et liigsademetega ja sademetepuudusega päevade omavaheline suhe oleneb valitud kriteeriumidest ja muutub oluliselt nende varieerimisel.

Pikaajaline keskmine sademetepuudusega päevade arv jaotub Eestis vägagi ebahühtlaselt (joon.1). Territoriaalse erinevused on olnud lausa mitmekordsed. Mõnedes piirkondades on sademete puudus mitu korda sagedasem kui teistes kohtades. Kõige põuahtlikumad on Lääne-Eesti rannikualad ja saared. Väga kuivadeks kohtadeks on Ruhnu, Vihterpalu, Virtsu, Dirhami ja Kunda, kus keskmine põuapäevade arv on üle kahe.

Sademete vähesus rannikul esineb eelkõige kevadel ja suve esimesel poolel. Siis on meri suhteliselt jahedaks aluspinnaks. Õhk jaheda merepinna kohal on samuti jahe, õhu vertikaalne kihistus on stabiilne, mis takistab tõusvate õhuvoolude, pilvede ja sademete teket. Üllatav on see, et Eesti kõige läänepoolsemas otsas paiknevates jaamades (Ristna, Vilsandi, Sõrve) on põuaht väiksem. Seda ei oska samamoodi seletada. Kesk- ja Ida-Eestis on põuaht tunduvalt väiksem. Valdavalt on seal esinenud aastas vähem kui üks 20päevane sajuta periood. Kõige väiksem on ekstreemselt kuivade päevade arv Jõhvis ja Viljandis.

Põuapäevade arvu geograafiline jaotus suvel on üsna sarnane kogu aasta omaga (joon. 2). Väinamere piirkond on endiselt kõige põuasemaks alaks. Suhteliselt suur põuaht on täheldatav ka Põhja-Eestis. Erisusi saartel on raske seletada, seega miks sademetepuudus Kuressaares on suurem kui Sõrves võib olla tingitud ka andmete mõningasest mittehõmogeensusest.



Joon. 1. Aasta keskmine sademetepuudusega päevade arv.

Fig. 1. Annual mean number of days with precipitation deficit.



Joon.2. Suve keskmine sademetepuudusega päevade (põuapäevade) arv.

Fig. 2. Summer mean number of days with precipitation deficit (drought days).

Suveperioodi maksimaalse põuapäevade arvu kaardilt joonisel 3 ilmneb teatud erisusi eelneva kahe kaardiga. Väga tugevaks põuaks võiks pidada sellist olukorda, kus põuapäevade arv on suurem kui 20 päeva. Sellised piirkonnad on olnud Lääne-Saaremaa, Ruhnu, äärmine Kagu-Eesti ja paar jaama Põhja-Eestis. Sademetepuudusega päevi on kõige põuasemal suvel kõige vähem olnud Kesk-Eestis, aga ka mitmel pool mujal. See näitaja võib olla suurema juhuslikkusega, sõltuvalt kõige põuasema suve sademete jaotusest. Kõige põuasemaks võib kindlasti pidada 2002. aasta suve, mil paljudes mõõtejaamades oli sademeteta perioodi pikkus rekordiline. Mitmetel juhtudel oli kõige pikem sademeteta periood ka 2006. aasta suvel.



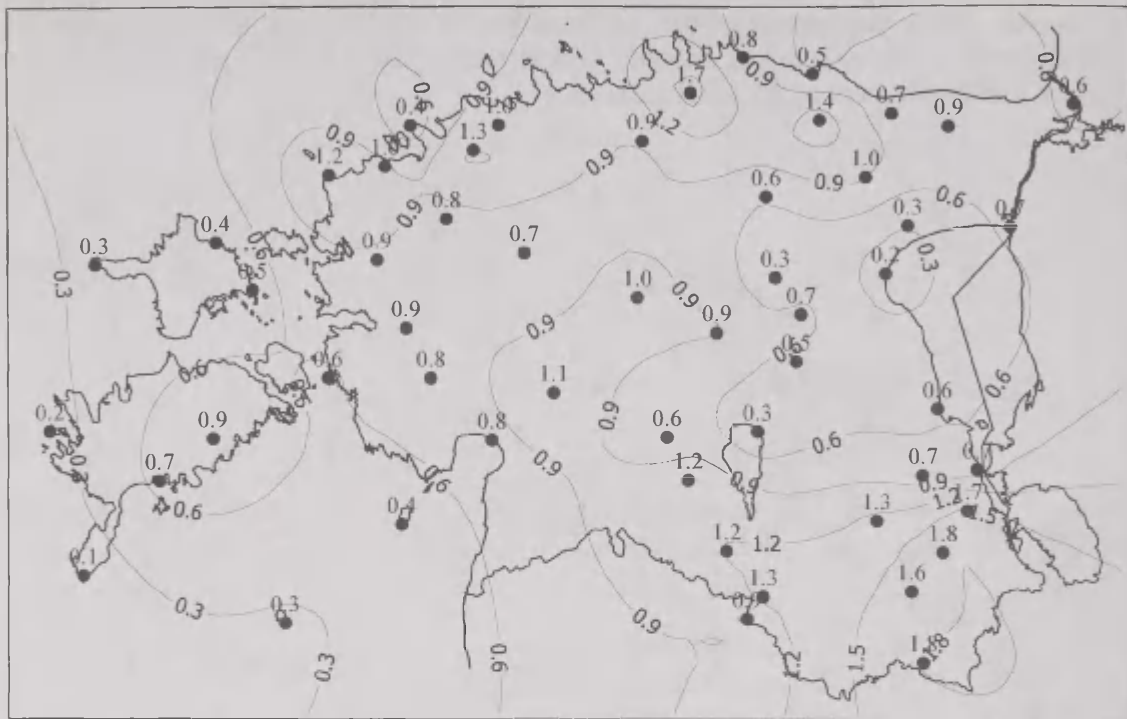
Joon. 3. Suve maksimaalse sademetepuudusega päevade (põuapäevade) arv.

Fig. 3. Maximum number of days with precipitation deficit (drought days).

Aasta keskmine liigsademetega päevade arv (joon. 4) on jaotunud Eesti territooriumil suures osas vastupidiselt põuapäevade arvuga. Kindlalt kõige vähem liigsademeid esineb rannikujaamades ja kõige enam Kagu-Eestis. Suurim keskmine väärtus 1,82 on registreeritud Haanja kõrgustikul paiknevas Mauri postis. Suhteliselt rohkem sadu on täheldatud veel Põhja-Eestis (Vanaküla, Sämi, Keila, Dirhami). Sellised suurte sademetega perioodid on seotud tsüklonitega. Samas on ilmselt tegemist erinevate tsüklonitega, millest ühed annavad tugevamat ja kestvamat sadu Põhja-Eestis, teised aga Kagu-Eestis.

Maksimaalne liigsademetega päevade arv suve jooksul on keskmiselt kümme (joon. 5). Üksikutes postides on see aga olnud märksa suurem. Selles osas on silmapaistvaks terve rida poste, kus on olnud pikk sajuperiood: Lõuna-Eestis Praaga, Tõrva, Tõlliste, Massumõisa, samuti Valga meteoroloogiajaam, Põhja-Eestis aga Sämi, Vanaküla ja Keila. Kesk-Eestit ja ka saari iseloomustavad vähemad maksimaalsed

liigsademed. Minimaalsed väärtused (neli liigsademetega päeva) on esinenud Tiirikojal ja Tudulinna. Kui põuasused on aastate reas selgelt eristatavad, siis liigsademetega suved nii selgelt ei eristu, sest sademete jaotumine on alati juhuslik. Siiski võib pidevate sadude järgi teistest aastatest selgelt eristada 1978. ja 1987. aastat, tinglikult ka perioodi 1986–1988. Viimane pidevamate sadudega suvi oli ilmselt 2005. aastal.



Joon. 4. Aasta keskmine liigsademetega päevade arv.

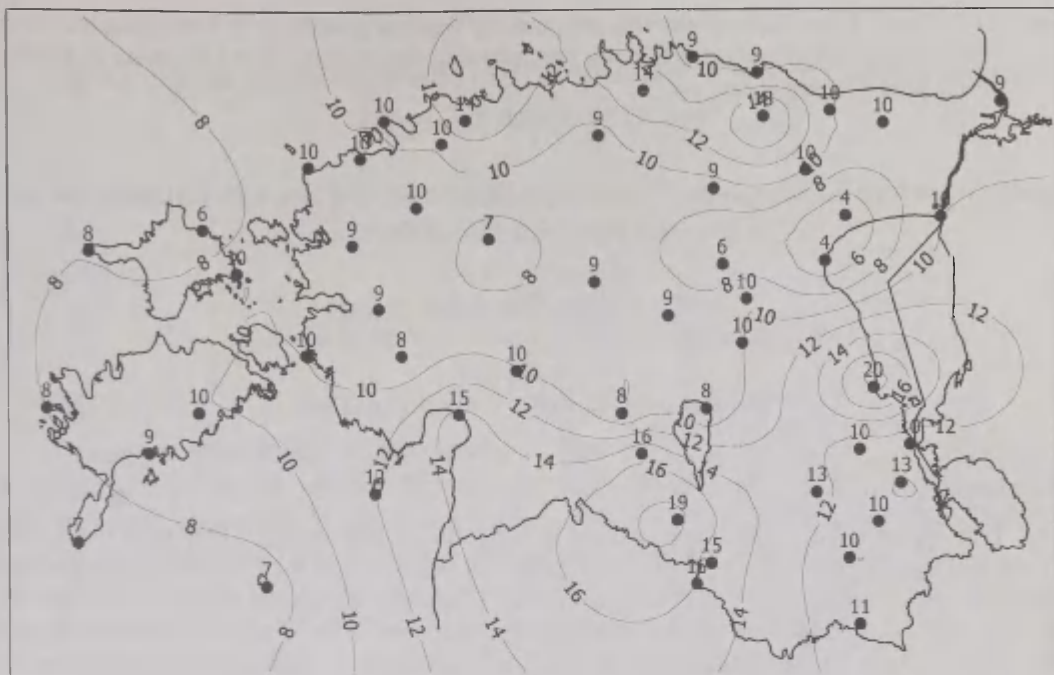
Fig. 4. Mean annual number of days with excessive rainfall.

4. Kokkuvõte

Äärmuslikult kuivade ja liigsademetega päevade esinemissagedust Eestis iseloomustavad suured territoriaalsed muutused. Sademete jaotus üldiselt on väga suure ajalis-ruumilise muutlikkusega. Seda enam territoriaalselt muutlikult jaotuvad äärmuslikud sademetega seotud nähtused – põud ja liigniiskused. Nende esinemissagedus varieerub Eestis mitmekordselt.

Kõige põuaohtlikumaks piirkonnaks osutusid Lääne-Eesti rannikualad ja Väinamere piirkond. Ka Ruhnu ja Kunda ilmajaamad näitasid sagedast põuda suvel. Kesk- ja Ida-Eestis olid põuasuse näitajad märksa tagasihoidlikumad.

Liigsademetega esinemissagedus on suuresti pöördvõrdeline põuasusega. Saartel ja rannikul on liigniiskust märksa harvemini. Kõige enam on sademete poolt põhjustatud liigsademetega perioode Kagu-Eestis ja Põhja-Eestis. Arvatavasti seostuvad sellised piirkonnad atmosfääri tsirkulatsiooni ja kohalike loodusgeograafiliste tingimuste iseärasusega.



Joon. 5. Suve maksimaalne liigsademetega päevade arv.

Fig. 5. Maximum number of days with excessive summer rainfall.

References

- Eesti keskkonnaseire, 2004-2005. <http://eelis.ic.envir.ee:88/seireveeb/>.
- Hales, S., Edwards S.J., Kovats R.S., 2003. Impacts on health of climate extremes. Climate change and human health. WHO, Geneve, 79-102.
- IFAS, 1988. Extreme heat and drought. The Disaster Handbook, National Edition. Institute of Food and Agriculture Sciences, University of Florida, 1-3.
- Jaagus, J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis, 85, 28-40.
- Klein Tank, A., Wijngaard, J., van Engelen, A., 2002. Climate of Europe. Assessment of observed daily temperature and precipitation extremes. European Climate Assessment (ECA).
- Menne B., 2005. Extreme weather events and health. Extreme weather events. (Eds.) Kirch, W., Menne, B., Bertollini, R., Springer.
- Naüčno-prikladnoj spravoünik po klimatu SSSR, 1990. Serija 3, mnogoletnije dannõje, üast' 1-4, vyp. 4. Leningrad, Gidrometeoizdat.
- Põllumajandust kahjustavad ilmastikunähtused, 1998. Toim. K.Kivi, EMHI Meteoroloogiakeskus, Tallinn.
- Schmidli, J., Frei, Ch., 2005. Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. Int. J. Climatol., 25, 753-771.
- Tammets, T., 2005a. Changes in frequency of extreme wet and dry conditions in Estonia. Impacts and responses in Central and Eastern European countries. International conference on climate change. Conference proceedings, Pecs, 87-93.
- Tammets, T., 2005b. Precipitation and snow measurements in Estonia and assessment of their possible extreme values. Reporting of the GCOS regional workshop for eastern and central Europe on improving observing systems for climate. GCOS, Leipzig, 125-127.

Tammets T., 2007. Assessment of extreme wet and dry weather conditions in Estonia in last 50 year through moving average of daily precipitation. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Engineering.

Spatial pattern of frequency of extreme dry and wet days in Estonia during the period 1957-2006

Tiina Tammets

Estonian Meteorological and Hydrological Institute

Jaak Jaagus

Institute of Geography, University of Tartu

Summary

Extremely high precipitation as well as lack of precipitation during a long time serve as one of main environmental risks in Estonia. Precipitation is characterised by a significant temporal and spatial variability. The objective of this study was to analyse the spatial pattern of drought and flooding risks in Estonia caused by precipitation extremes. The analysis is based on daily precipitation data at 54 meteorological stations in Estonia during 50 years. A day is considered as extreme wet when the moving average of daily precipitation is equal or more than 10 mm on 10 successive days till the observed day. A day is considered as extreme dry when there was no precipitation in duration of 20 successive days till the observed day.

Results indicate that mean frequencies of extremely dry and rainy days vary significantly on the territory of Estonia. The differences in these characteristics are multiple. The highest mean values of the frequency of drought days are typical for coastal regions, especially in the western coast of Estonian mainland and on the islands. Much lower values revealed in the central parts of Estonia. Mean frequency of days with excessive rainfall are distributed nearly oppositely. Minimum values are located in the coastal areas while maximum values are located in some places in the hinterland, in southern Estonia as well as in northern Estonia.

2005. aasta augusti ilmaolude modelleerimine HIRLAM ja RegCM mudeli baasil

Reidar Sarapu

Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut

Oliver Tomingas

Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

1. Sissejuhatus

Tänu arvutustehnika kiirele arengule ning selle kättesaadavaks muutumisele on ilmaennustamise üheks olulisemaks abivahendiks muutunud numbriline ilmaennustus, mis lihtsustab prognoosi tegemist järgnevateks päevadeks. Numbriline atmosfäärimudel kujutab endast matemaatilist mudelit, kus hüdrodünaamika võrrandeid, mis kajastavad atmosfääri liikumist ning sellega kaasnevat atmosfääriseisundi muutumist, lahendatakse numbriliste meetoditega. Üldiselt võime atmosfäärimudeleid jaotada:

- globaalmudeliteks (ehk üldtsirkulatsiooni mudeliteks);
- regionaalmudeliteks (ehk piiratud ala mudeliteks).

Käesoleva töö eesmärgiks on verifitseerida sama ajavahemiku alusel kahte piiratud ala mudelit: 1) numbrilist ilmaennustusmudelit HIRLAM (*High Resolution Limited Area Model* – kõrge lahutusega piiratud ala mudel), mis on operatiivselt töösse rakendatud Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudis (EMHI), ning 2) regionaalset kliimamudelit RegCM (*Regional Climate Model*), mida on kasutatud väga erinevate rakenduste jaoks üle terve maailma (Giorgi, Shields, 1999).

Kui mudelit RegCM kasutatakse tavaliselt ilmaelementide pikaajaliste keskmiste väljaarvutamiseks (modelleerimisperioodid mõnest nädalast kuni aastakümneteni), siis HIRLAMi mudeli rakendamine on oluline eelkõige operatiivsete ilmaprognooside koostamisel.

Käesolevas töös valiti uuritavaks ajavahemikuks 2005. aasta august. Kuna tegu on perioodiga, mil toimus HIRLAMi mudeli versiooni uuendamine ning sellega seoses esines tõrkeid mudeli operatiivtöös, tuli antud periood uuesti modelleerida. Lisaks esines sel ajal mitmeid huvitavaid ilmastikunähtusi, näiteks keeristormid Tõraveres ja Maardus. Ilmaolusid illustreerival satelliidipildil (joon. 1) on näha rünksajupilvede formeerumist Tartumaal mõned minutid enne keeristormi esinemist Tõraveres. Üldiselt on teada, et numbrilised mudelid ennustavad keskmist olukorda märksa paremini kui äärmusi, seega annab mingi ekstreemse perioodi uurimine mudeli võimekusest hea ülevaate.

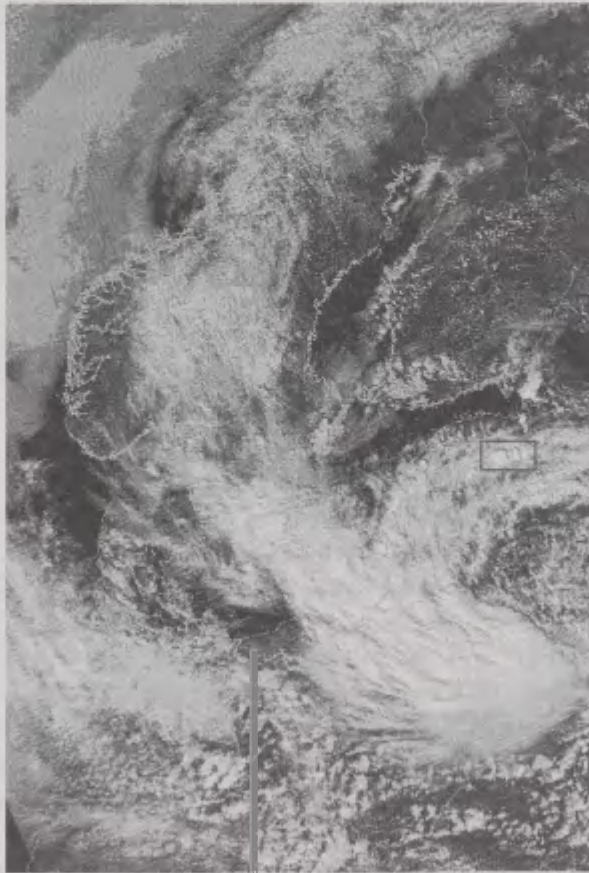
Kuigi eelpool nimetatud mudelid on mitmes mõttes erinevad (eesmärk, füüsikaliste protsesside parametrizeerimine, ruumiline lahutus jne), peaks nende tulemused ühe ja sama perioodi kohta pakkuma huvitavat võrdlusmaterjali. Näiteks aitab tulemuste analüüs selgitada, millist parameetrit üks või teine mudel paremini ennustab, kas mudelite vead on võrreldava suurusega ning kas nende vigade maksimumid langevad samale perioodile. Kahe mudeli tulemuste kõrvutamine aitab välja tuua kummagi mudeli tugevused ja nõrkused. Käesolevas töös pööratakse peamist tähelepanu sademetele kui ühele olulisemale ja modelleerimisel enim raskusi valmistavale ilmaelemendile.

2. Mudelite kirjeldus

2.1. HIRLAM

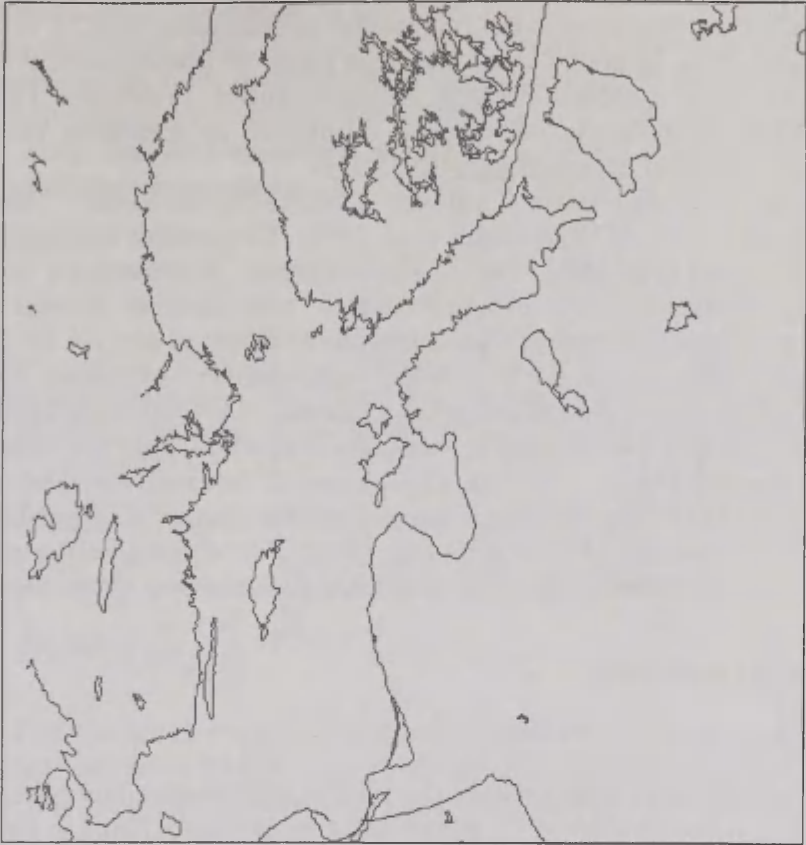
HIRLAM loodi algselt Põhja-Euroopa jaoks ning baseerus Euroopa Keskpika Ilmaennustuse Keskuse (ECMWF) võrgupunkti mudelil. Praeguseks hetkeks on EMHIs rakendatud HIRLAM mudeli versioon 6.4. Mudelist on töösse rakendatud kaks versiooni:

- hüdrostaatiline võrgupunkti mudel, kus horisontaalne lahutus on 0,1 kaarekraadi (11 kilomeetrit), võrgupunktide arv (xyz) on $114 \times 100 \times 40$, geograafilise ala mõõtmed 1254×1100 kilomeetrit (joon. 2), integreerimine toimub pool-Lagrange'i skeemi järgi;
- mittehüdrostaatiline võrgupunkti mudel, mis on HIRLAMi mudeli versiooni 6.4 laiendus. Horisontaalne lahutus on 0,03 kaarekraadi (3,3 kilomeetrit), võrgupunktide arv (xyz) $186 \times 170 \times 40$, geograafiline ulatus $613,8 \times 561$ kilomeetrit. Integreerimine toimub sama skeemi kohaselt nagu toimub hüdrostaatilise versiooni puhul, kasutatakse pool-Lagrange'i integreerimisskeemi.



Joon. 1. NOAA-18 satelliitpilt, 09.08.2005 12:05 UTC. Rünksajupilved (tähistatud raamiga).

Fig. 1. Satellite image from NOAA-18, August 09, 2005 12:05 UTC. Cumulonimbus clouds (framed by a box).



Joon. 2. Hüdrostaatilisest HIRLAM mudeli kattekaart.

Fig. 2. Area of coverage for hydrostatic HIRLAM model.

Mudeli tööks on vajalikud ääreväljade olemasolu. EMHIs rakendatud HIRLAMi hüdrostaatiline versioon saab ääreväljad Soome Meteoroloogia Instituudis (FMI) töötavast 22kilomeetrise horisontaallahutusega HIRLAMi mudelist neli korda ööpäevas kuni 54 tunni ulatuses. Mittehüdrostaatilisest laienduse jaoks saadakse ääreväljad EMHI hüdrostaatilisest mudelist. Eksperimendi käigus kasutati EMHIs operatiivselt töötavat hüdrostaatilisest HIRLAMi mudelit versiooniga 6.4.

Parametriseerimisele kuuluvad füüsikalised protsessid hõlmavad enda alla eelkõige kiirgusprotsesse ja atmosfääri turbulentsi. Lisaks on vajalik arvestada termodünaamilisi protsesse, mis on eelkõige seotud varjatud soojuse vabanemisega (nt kondensatsioon, aurumine, sublimatsioon ja sademed), ning kirjeldada aluspinna omadusi.

Füüsikaliste protsesside parametriseerimine sõltub sellest, milline on mudeli lahutus, kuna lahutus määrab ära võimekuse, kuidas mingit nähtust tuvastatakse (näiteks pilvkate parametriseerimine). Suuremastaapsetes mudelites parametriseeritakse pilvkate suhtelise niiskuse funktsioonina, mille väärtus on suurem nullist, kui suhteline niiskus on väiksem kui 100%, et arvestada niiskuse varieerumist alamvõrgus. Kui suurendame mudeli lahutust, siis pole reaalne, et pilvkate väärtus on fikseeritud, kuna võrgupunktide kaugus väheneb, mille tingib mudeli lahutuse kasv.

2.2. RegCM

Käesolevas töös kasutatakse regionaalse kliimamudeli RegCM versiooni 3.0, mis on Giorgi jt (1993a; b) poolt loodud varasema versiooni edasiarendus. Praegu toimub töö selle mudeli kallal peamiselt Itaalias, Rahvusvahelises Teoreetilise Füüsika Keskuses (ICTP). Mudel RegCM3 ja mõned selle algandmed on internetist vabalt allalaetavad (<http://www.ictp.trieste.it/~pubregcm/RegCM3/>).

Mudeli dünaamikaosa põhineb NCAR/Pennsylvania State University mesomastaapsel mudelil MM5 (Grell *et al*, 1994). Kasutatakse lõhestatud (split-explicit) integreerimisskeemi (Madala, 1981). Ääretingimuste assimilatsioon toimub kasutades 12punktilist puhvertsooni ja eksponentsiaalset relaksatsiooni (Giorgi *et al*, 1993b). Aluspinnaprotsesse kirjeldab biosfäär-atmosfäär ülekande skeem BATS (Dickinson *et al*, 1993) ning planetaarse piirikihi füüsikat mittelokaalne vertikaalne difusiooni skeem (Holtstag *et al*, 1990). Suuremastaapsete sademete kirjeldamiseks kasutatakse skeemi SUBEX, mis sisaldab võrrandit pilvevee jaoks ning lubab langevate sademete kasvamist ja taasaurustumist (Pal *et al*, 2000). Konvektiivseid sademeid arvutatakse Grelli skeemi järgi (Grell, 1993) ning kiirgusülekannet kirjeldab mudeli CCM (*NCAR Community Climate Model*) kiirguspakett (Kiehl *et al*, 1996). Pilvede kiirguslikku mõju arvutatakse pilvede katvuse alusel ning pilve jääfaas leitakse funktsioonina temperatuurist.

3. Andmed ja meetodika

3.1. HIRLAM

Numbrilise ilmaprognoosimudeli üheks olulisemaks komponendiks arvutuste läbiviimisel on vaatlusandmed. Vaatlusandmed mudeli jaoks hoitakse binaarkujul BUFR formaadis (*Binary Universal Form for the Representation of meteorological data* – andmeformaad, kus meteoroloogiline informatsioon on esitatud binaarkujul). BUFR formaat on universaalne andmeformaad, kus hoitakse meteoroloogiline informatsioon binaarkujul, mis ei asetse võrgupunktides, vaid ebakorrapäraselt. Teiseks andmeformaadiks on GRIB formaat. Samuti nagu BUFR formaat sisaldab see andmeid binaarkujul, kuid need ei paikne ebakorrapäraselt, vaid asetsevad võrgupunktides. Eelpool mainitud andmeformaadid muudavad mugavamaks andmevahetuse erinevate (arvuti)platvormide vahel (<http://www.wmo.ch>).

Sademete mõõtmine meteoroloogilistes vaatlusjaamades Eestis:

- 06 ja 12 UTC: toimub sademete mõõtmine kõigis vaatlusjaamades;
- 18 UTC: toimub sademete mõõtmine ainult 6 jaamas: Vilsandi, Tallinn-Harku, Pärnu, Väike-Maarja, Tartu-Tõravere, Võru.

Ööpäeva sademete summa saadakse järgmise päeva kella 06 UTC ajaks. Antud sademete mõõtmise meetodika kajastub ka andmetes, mis paiknevad BUFR formaadis, kuna andmerida on lünklik. Lisaks hindamismeetodite valikule tuli käesolevas töös teostada sademete klassifitseerimine. Sademed on klassifitseeritud järgnevalt:

- nõrk sadu 0–3,9 mm;
- mõõdukas sadu 4–14,9 mm;
- tugev sadu: 15–49 mm.

Tugevate sademete puhul tuleb täheldada, et ohtlikuks muutub sajuhulk juhul, kui sajuhulk moodustab 15–49 mm 12 tunni või vähema ajaperioodi vältel ning hõlmab

vähemalt 10% territooriumist. Eriti ohtlikuks muutuvad sademed, kui sajuhulk 1 tunni või lühema perioodi vältel moodustab 30 mm ning kui sajuhulk moodustab 50 mm 12 tunni või lühema ajaperioodi vältel. Klassifitseerimine baseerub sademete esinemisel (kas sademeid esines või mitte), mitte prognoosimisel (<http://www.emhi.ee>).

Hindamiskriteeriumitena on antud töös kasutatud:

- prognoosi usaldatavuse hindamisel keskmist viga (ME – *mean error*), mis on väljendatud järgneva valemiga:

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i); \quad (1)$$

Usaldatavus näitab prognoosi keskmist kõrvalekallet mõõdetud väärtusest. Tegemist on süstemaatilise veaga, mis näitab kas prognoosimisel on toimunud üle- või allahindamine. Ideaalse prognoosi korral on keskmine kõrvalekalle võrdne nulliga või nullilähedane.

- prognoosi täpsuse hindamisel kasutatakse ruutkeskmise vea (RMSE – *root mean square error*) valemit:

$$RMSE = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2 \right)}; \quad (2)$$

Prognoosi täpsus näitab prognoosi ja mõõtmistulemuse keskmist kokkulangevust. Ideaalse prognoosi korral on RMSE võrdne nulliga. Lisaks eelpool mainitud hindamiskriteeriumitele leiti prognoosi ja vaatluste vahe, mis kajastab erinevust prognoositud väärtuse (F_i) ja vaatluse vahel (O_i) (Persson, Grazzini, 2005).

3.2. RegCM

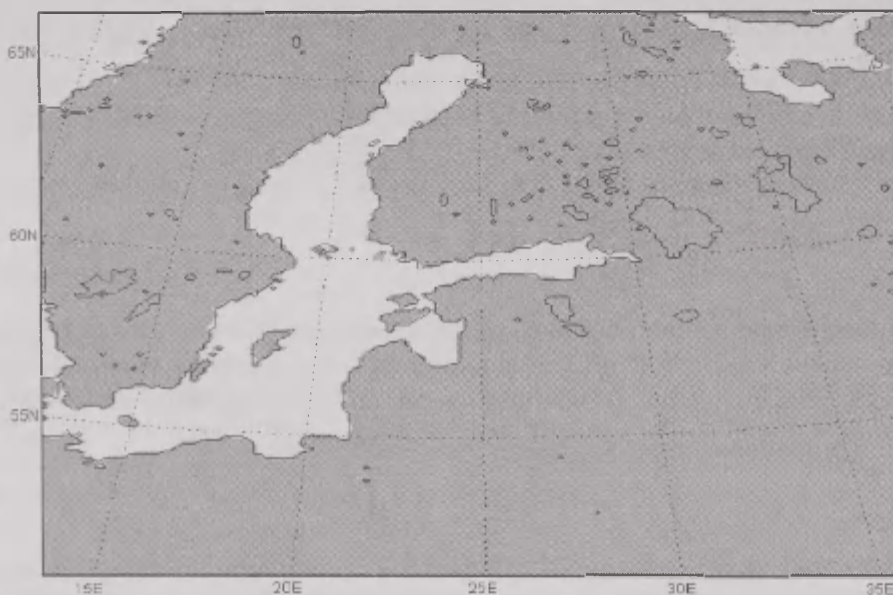
Augusti 2005 ilmaolude modelleerimiseks rakendati mudelit RegCM ruumilise lahutusega 25 km. Modelleeritava ala suuruseks valiti 72×63 võrgupunkti (1800×1575 km). Joonisel 3 on kujutatud vastav domeen, mis katab Läänemere ja seda ümbritsevad alad. Vertikaalseid tasemeid oli 18 ning mudeli ülapiirina defineeriti 50 hPa.

Alg- ja ääretingimustena kasutati 6tunnise ajasammuga NCEP/NCAR järelanalüüsi meteoroloogilisi välju lahutusega 2,5×2,5° (Kalnay *et al*, 1996). Merepinna temperatuuri andmed saadi NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) optimaalse interpolatsiooni (OI) ühekraadilise ruumilise lahutusega ja nädalase intervalliga andmestikust. Kiirgusvood merepinnal arvutati Zengi *et al* (1998) poolt välja töötatud aerodünaamilise algoritmi järgi. Mudeleksperiment kirjeldatud lähteandmetega käivitati ajahetkest 15. juuli 2005, 00.00 (UTC), et anda mudeli komponentidele aega tasakaalu jõuda. Mudelil lasti joosta sama aasta 1. septembrini 00.00 (UTC).

Lisaks viidi läbi kaks alternatiivset mudeleksperimenti. Esimeses eksperimendis kasutati konveksiooni arvutamiseks Emanueli skeemi (Emanuel, 1991), mida Grelli skeemiga võrreldes iseloomustab suurem detailsus konveksiooniga seotud protsesside kirjeldamisel. Teine eksperiment puudutas mudeli ruumilist lahutust. Kuna HIRLAMi mudeli lahutuseks käesolevas töös oli 11 km, siis üritati ka mudelit RegCM jooksutada samal lahutusel. Kui Grelli skeemi puhul kulges simulatsioon lahutusel 11 km edukalt

lõpuni, siis Emanueli konvektsiooniskeemi puhul katkes simulatsioon arvutusliku ebastabiilsuse tõttu.

Mudeli RegCM hindamiseks kasutati EMHI vaatlusvõrgu andmeid (ööpäeva keskmine temperatuur, ööpäeva sademete summa ning ööpäeva keskmine tuule kiirus 10 m kõrgusel) 22 jaamas. Jaamadeks olid Tallinn-Harku, Jõgeva, Jõhvi, Kihnu, Kunda, Kuusiku, Nigula, Narva, Pakri, Pärnu, Ristna, Ruhnu, Sõrve, Tiirikoja, Tartu-Tõravere, Türi, Valga, Viljandi, Vilsandi, Virtsu, Väike-Maarja ning Võru. Mudelit RegCM hinnati eelpool kirjeldatud karakteristikute alusel (keskmine ja ruutkeskmine viga), mis leiti nii üksikute augusti päevade jaoks kui kuu keskmisena. Lisaks arvutati iga uuritava muutuja puhul mudeli ja vaatlustulemuste vahelised korrelatsioonikordajad ning kontrolliti nende statistilist usaldusväärsust.



Joon. 3. Ala, millele rakendati regionaalset kliimamudelit RegCM.

Fig. 3. Model domain that was used for RegCM simulations.

4. Tulemused

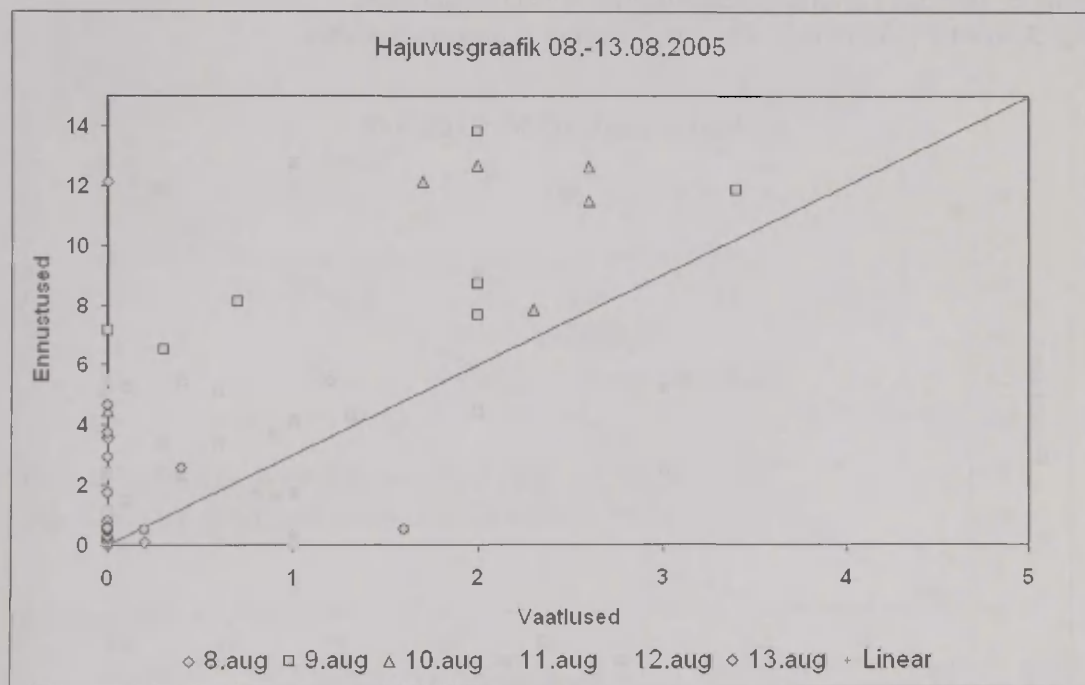
4.1. HIRLAM

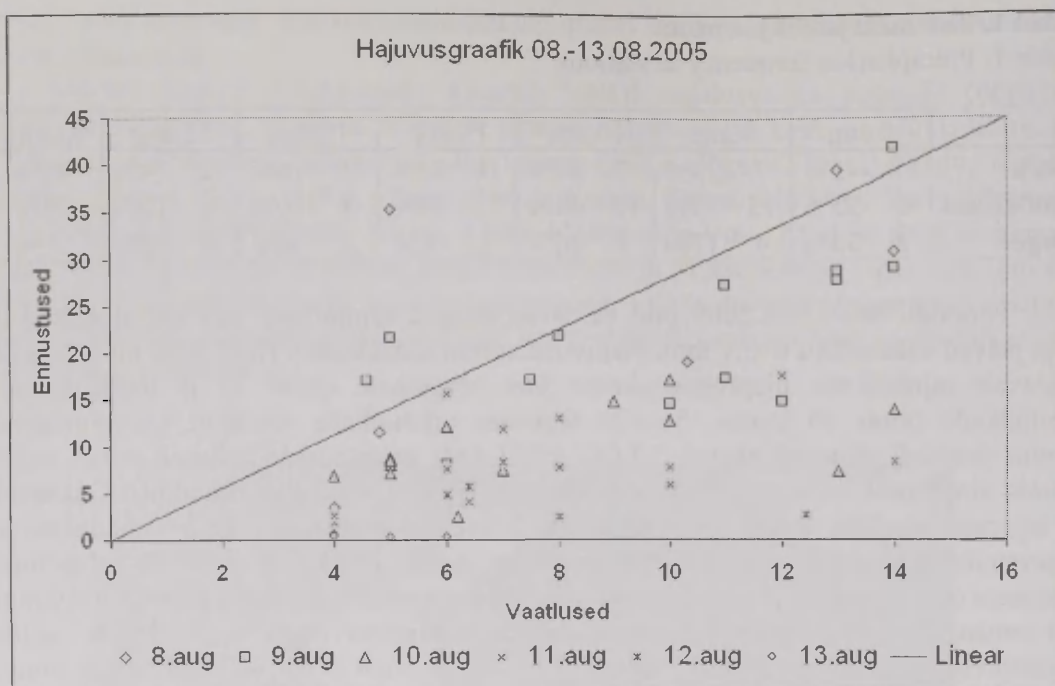
Tabelis 1 on esitatud sademete jaotus vastavalt eelpool kirjeldatud sademete klassifitseerimise metoodikale. Joonistel 4–6 on esitatud sademete hajuvusgraafikud vaatlusjaamades nõrga, mõõduka ja tugeva sajuhulga kohta. Lisaks on koostatud hajuvusgraafik mõõduka sajuhulga puhul perioodi 8. ja 9. kuupäeva kohta (joon. 7).

Tabel 1. Sademete jaotus jaamades.**Table 1.** Precipitation frequency at stations.

	8.aug		9.aug		10.aug		11.aug		12.aug		13.aug		Kokku
Nõrk	10	42%	7	29%	7	26%	10	42%	19	76%	22	74%	49%
Mõõdukas	6	25%	13	54%	13	48%	13	54%	4	16%	4	13%	34%
Tugev	8	33%	4	17%	7	26%	1	4%	2	8%	4	13%	17%

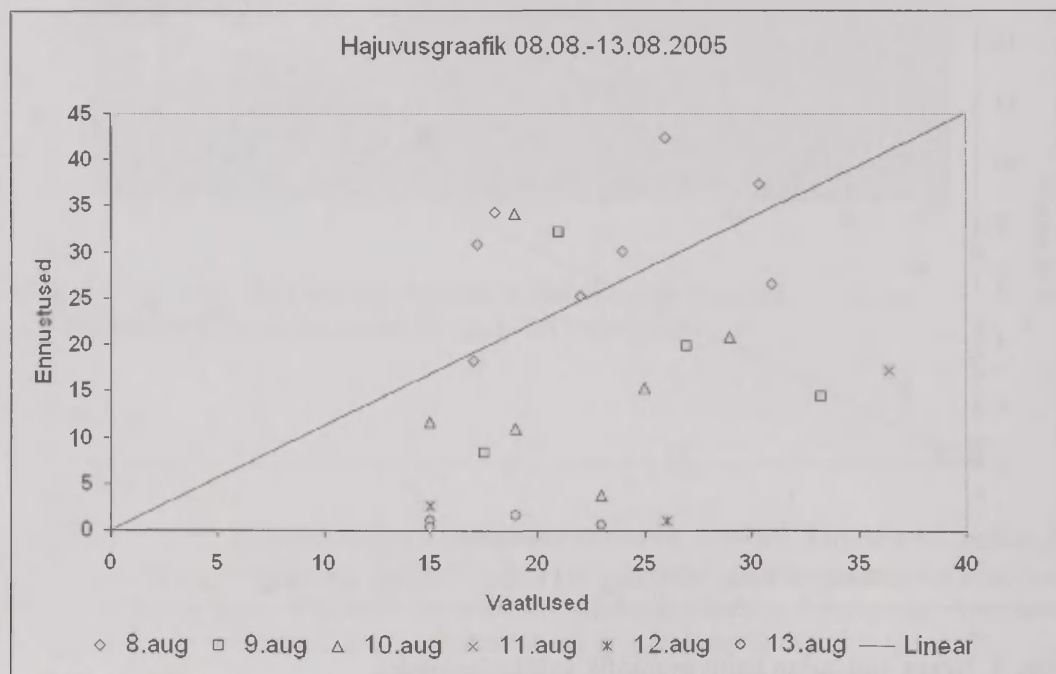
Perioodil 08.–13.08.2005 olid valdavalt nõrgad sajuhulgad, mis klassifikatsiooni järgi jäävad vahemikku 0–3.9 mm. Hajuvusdiagrammidel esines HIRLAMi mudeli poolt valdavalt sajuhulkade üleprognoosimine just nõrgemate (joon. 4) ja mõõdukamate sajuhulkade (joon. 5) juures. Suurim tugevate sajuhulkade ebatäpne prognoosimine toimus perioodi viimasel päeval (13.08). HIRLAMi prognooside kohaselt esines neljas jaamas ainult nõrk sadu, mis jäi vahemikku 0,3–1,5 mm, kuid vaatlusandmed kinnitasid, et tegemist oli üsna suurte sajuhulkadega. Võrreldes omavahel nõrku, mõõdukaid ja tugevamaid sademeid, siis parima tulemuse andis HIRLAM eelkõige nõrgemate sademete osas, erinevus prognoositava ja ennustatava väärtuse vahel varieerus 0–10 mm, kui samaaegselt mõõdukate ja tugevate sademete erinevus varieerus 2–30 mm. Selline varieeruvus kajastus prognooside vigade (ME – mean error ja RMSE – root mean square error) juures (joon. 8).

**Joon. 4.** Nõrga sajuhulga hajuvusgraafik vaatlusjaamades.**Fig. 4.** Scatter plot for light precipitation at observation sites.



Joon. 5. Mõõduka sajuhulga hajuvusgraafik vaatlusjaamades.

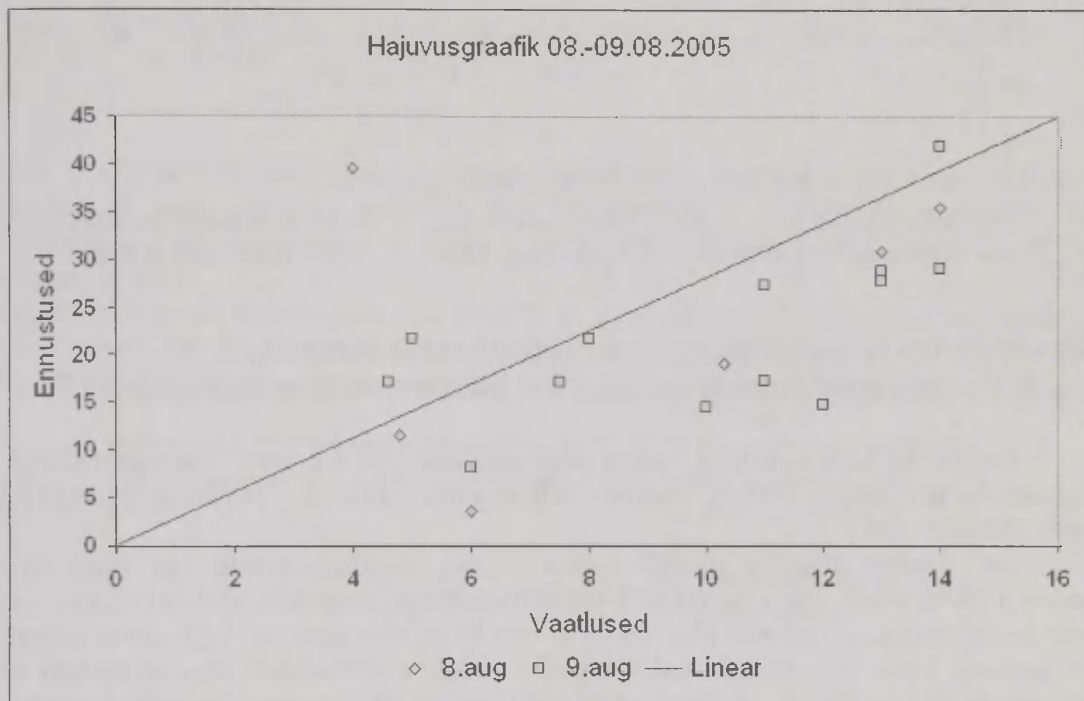
Fig. 5. Scatter plot for moderate precipitation at observation sites.



Joon. 6. Tugeva sajuhulga hajuvusgraafik vaatlusjaamades.

Fig. 6. Scatter plot for heavy precipitation at observation sites.

Võttes vaatluse alla sademed, mis klassifitseeruvad sajuhulkade poolest nõrkadeks sademeteks, siis on prognoosi täpsuse ja usaldatavuse erinevus väike. Mõõdukate sademete puhul on erinevus prognoosi usaldatavuse ja täpsuse vahel suurem. Usaldatavuse poolest on perioodi viimastel päevadel esinenud sademete allaprognos 4,4 mm võrra, kuid täpsuse poolest on toimunud üleprognos 4,5 mm võrra. Perioodi 10. kuupäeval toimus nõrgemate sajuhulkade prognoosi usaldatavuse ja täpsuse langus, kuna toimus sajuhulkade suurenemine, mis vastab mõõdukale sajuhulgale. 12.08–13.08. kuupäeval on parimad tulemused nõrgemate sademete prognoosimisel, prognoosi usaldatavus 0,9 mm ja täpsus 1,7 mm, mida võiks isegi lugeda ideaalilähedaseks. Eriti suured erinevused esinevad nendel kuupäevadel tugevate sademete ennustamisel, kus prognoosi usaldatavus oli -17,1 mm ja täpsus 17,5 mm. Sellise suure vea võis põhjustada eelkõige tugevate sademete (hoogsademetega) esinemine ja mittekorrektne prognoosimine.

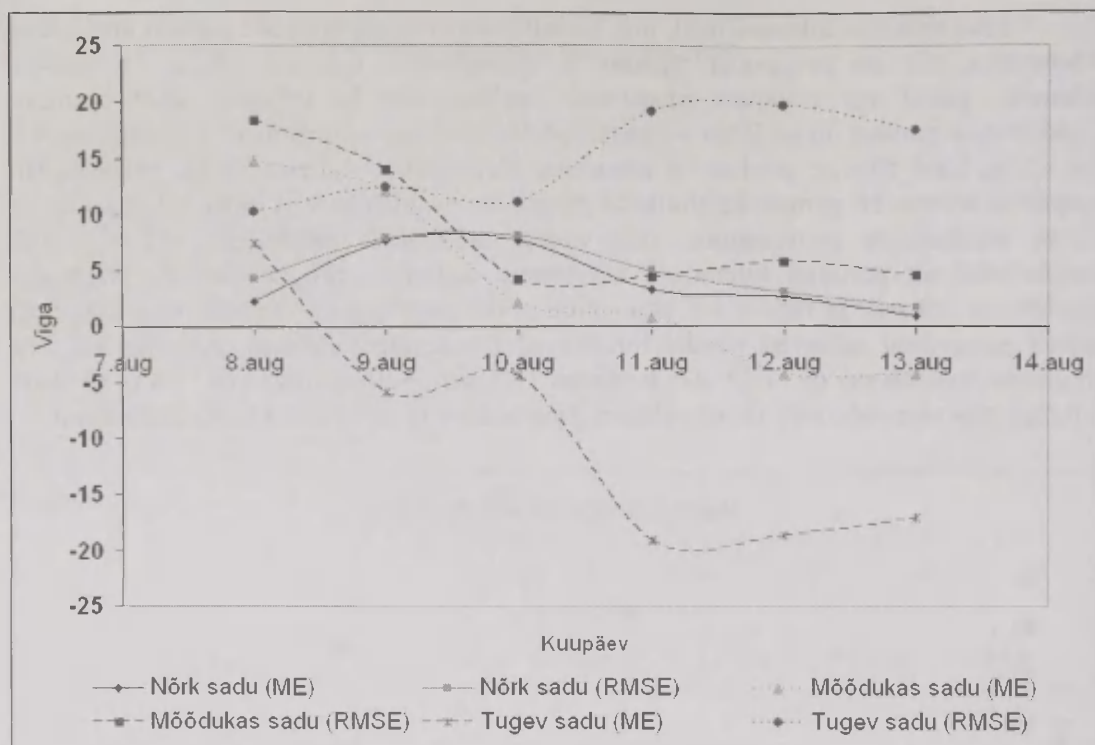


Joon. 7. Mõõduka sajuhulga hajuvusgraafik vaatlusjaamades.

Fig. 7. Scatter plot for moderate precipitation at observation sites.

4.2. RegCM

Joonisel 9 on esitatud mõõdetud ja RegCM mudeliga modelleeritud ööpäeva sademete summa ajaline käik 2005. aasta augustis 22 jaama keskmisena. Nagu graafikult näha, on suurimad sajud aset leidnud 5–13. augustil ning kuu lõpus, 26–29. augustil. Vahepealsel ajal (14–25. augustini) on esinenud põuaperiood. Mudel on sademete hulka valdavalt mõõdetust väiksemaks hinnanud (eriti 5., 9., 27. ja 29. augustil), samuti hakkab silma, et modelleeritud sademed on mõnel juhul maha langenud enne tegelikku sajuaga.



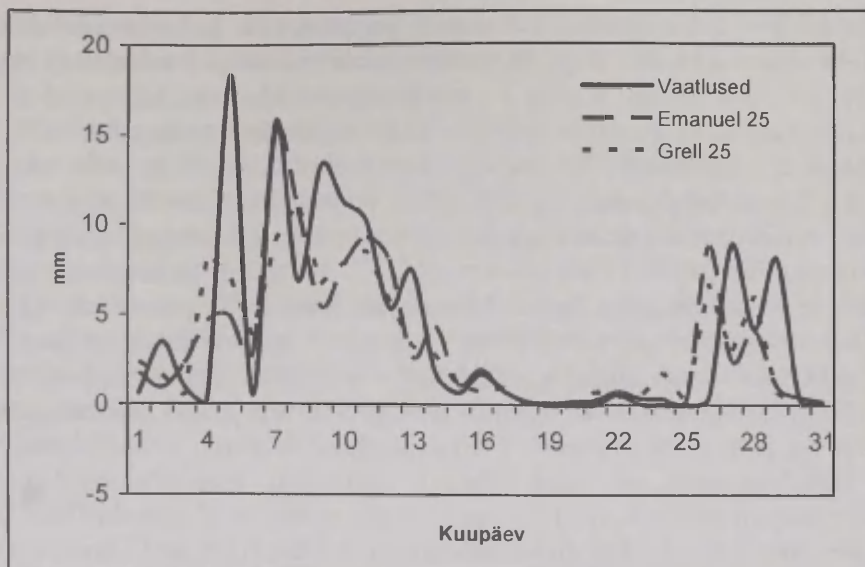
Joon. 8. Erinevate sajutüüpide prognoosi usaldatavus ja täpsus.

Fig. 8. Forecast reliability and accuracy for different precipitation classes.

Suurim ööpäeva sademete summa allahindamine esines Emanueli skeemi puhul 9. augustil Virtsu jaamas (-48,4), suurim ülehindamine sama skeemi puhul 8. augustil Vilsandil (67,9 mm).

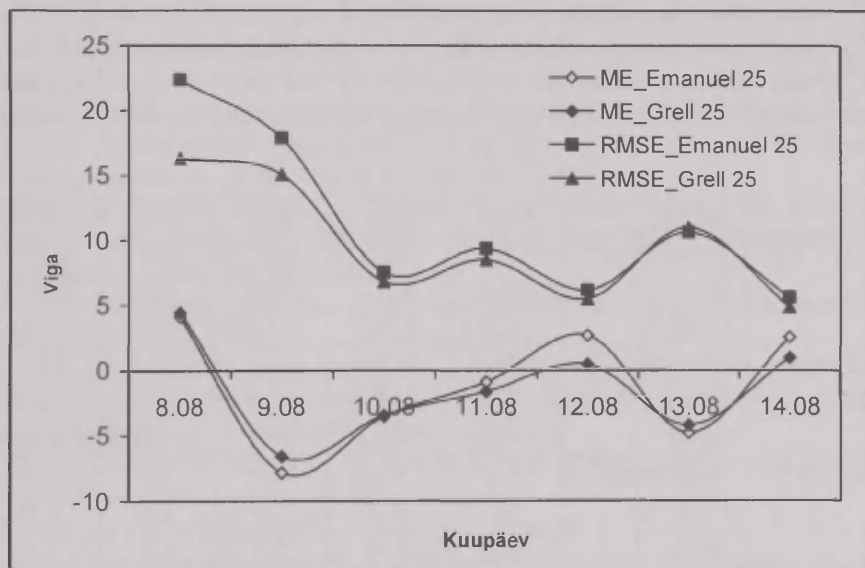
Kui vaadata RegCM mudeli keskmise vea ja ruutkeskmise vea muutumist perioodil 8.08–14.08 ehk erakorraliste ilmastikunähtuste esinemise ajal (joon. 10), siis võib esmalt öelda, et perioodi algul (8.08 ja 09.08) on ruutkeskmine viga olnud suurem kui perioodi lõpul. See tuleneb osaliselt ka kasutatavast meetodikast (kui sajuhulgad on suuremad, on ka viga suurem). Emanueli ja Grelli skeemi kasutades saadud ruutkeskmiste vigade vahel esinevad ainsad olulised erinevused 8. ja 9. augustil.

Tabelis 2 on ära toodud õhutemperatuuri, sademete hulga ja tuule kiiruse kuu keskmised modelleeritud väärtused kõigi kasutatud konvektsioonskeemide ja lahutuste jaoks. Nagu tabelist näha, on õhutemperatuuri puhul nii mudeli usaldatavus kui täpsus suhteliselt head, kõrge on ka modelleeritud ja mõõdetud väärtuste vaheline korrelatsioon (0,7–0,8). Kui Emanueli skeem kipub õhutemperatuuri pisut üle hindama, siis Grelli skeemi puhul on tegu mõningase allahindamisega. Paremast ruumilisest lahutusest tulenevad erinevused on sealjuures tühiised. Suurim ööpäeva keskmise õhutemperatuuri ülehindamine esines Emanueli skeemi puhul 8. augustil Tartu-Tõravere jaamas (3,8°C), suurim allahindamine Grelli (25 km) skeemi puhul 25. augustil Vilsandil (-3,3°C).



Joon. 9. Ööpäeva sademete summad (mm) augustis 2005, esitatud 22 jaama keskmisena. Toodud on vaatlused ning mudeliga RegCM modelleeritud väärtused kasutades 1) Emanueli konvektsiooniskeemi ja lahutust 25 km ning 2) Grelli konvektsiooniskeemi ja lahutust 25 km.

Fig. 9. Daily precipitation (mm) in August 2005, averaged for 22 meteorological stations. Observations and RegCM-modelled values using 1) Emanuel convection scheme and 25 km resolution 2) Grell convection scheme and 25 km resolution are presented.



Joon. 10. Mudeli RegCM keskmise vea ja ruutkeskmise vea muutus Emanueli ja Grelli konvektsiooniskeemi korral perioodil 8.08–14.08.

Fig. 10. RMSE and ME change of RegCM model in case of Emanuel and Grell convection scheme for period 08.08–14.08.

Tuule kiiruse kohta saadud tulemused on erinevate konvektsiooniskeemide ja lahutuste lõikes väga sarnased. RegCM mudel hindab tuult selgelt mõõdetust tugevamaks (kõikidel juhtudel keskmiselt 1,8 m/s). Ruumiline korrelatsioon on tugev (0,6–0,7), ehkki mõnevõrra nõrgem kui temperatuuri puhul. Aluspinnalähedase tuule puhul tuleb muidugi mees pidada, et tegelikkuses on vaatlusjaamade ümber sageli rohkelt takistusi, mis tuule kiirust vähendavad. Mudelis neid takistusi ei arvestata. Suurim ööpäeva keskmise tuule kiiruse ülehindamine esines Emanueli skeemi puhul 10. augustil Valgas (8,0 m/s), suurim allahindamine Grelli (25 km) skeemi puhul 2. augustil Kihnus (-3,3 m/s).

Sademetel modelleerimise täpsust kirjeldavate karakteristikute väärtused on selgelt nõrgemad kui temperatuuri ja tuule kiiruse vastavad näitajad. Üldiselt on RegCM mudel sademete hulki 2005. aasta augustis mõõdetust väiksemaks hinnanud. Keskmised vead (-5,6 kuni -20,0) ei ole üle 100 mm küündivate kuusummade juures küll eriti suured, kuid soovida jätavad just ruutkeskmised vead. Ka modelleeritud ja mõõdetud väärtuste vahelised korrelatsioonid on väga nõrgad, Emanueli konvektsiooniskeemi puhul korrelatsioon koguni puudub. Grelli skeem annab vaadeldaval ajavahemikul Emanueli skeemiga võrreldes paremaid tulemusi, seda eriti ruumilise lahutuse 11 km korral.

Kuigi varasemad uuringud on näidanud, et suurem ruumiline lahutus ei pruugi alati tähendada mudeli vea vähenemist (Christensen *et al.*, 1998; Giorgi, Shields, 1999), annab lahutus 11 km antud juhul siiski pisut parema tulemuse kui lahutus 25 km.

Tabel 2. Õhutemperatuuri, sademete hulga ja tuule kiiruse keskmised modelleeritud väärtused augustis 2005 (keskmine, miinimum, maksimum) ja mudeli hindamiseks kasutatud karakteristikud (keskmine viga, ruutkeskmine viga, korrelatsioonikordaja) erinevate RegCM mudeli konvektsiooniskeemide ja lahutuste korral. Statistiliselt olulised ($p < 0,05$ tasemel) korrelatsioonikordajad on trükitud jämedas kirjas.

Table 2. Mean simulated values of air temperature, precipitation and wind speed in August 2005 (mean, maximum, minimum) and validation characteristics (mean error, root mean square error, correlation coefficient) for different convection schemes and resolutions of RegCM. Statistically significant ($p < 0.05$ level) correlation coefficients are typed in bold.

	Skeem	Kesk	Max	Min	ME	RMSE	r
Temperatuur (°C)	Emanuel 25	17,1	17,9	16,5	0,4	0,59	0,76
	Grell 25	16,4	17,2	15,8	-0,3	0,45	0,78
	Grell 11	16,3	17,2	15,5	-0,4	0,50	0,80
Sademete summa (mm)	Emanuel 25	104,7	145,6	57,1	-17,9	43,1	0,06
	Grell 25	102,6	144,9	64,0	-20,0	35,5	0,48
	Grell 11	117,0	145,2	69,6	-5,6	31,9	0,38
Tuule kiirus (m/s)	Emanuel 25	5,2	6,4	3,9	1,8	2,0	0,60
	Grell 25	5,3	6,7	3,9	1,8	2,0	0,62
	Grell 11	5,2	7,0	3,5	1,8	1,9	0,70

5. Kokkuvõte

Käesoleva töö tulemused näitasid, et vaadeldaval perioodil on HIRLAMi mudel nõrku sademeid valdavalt üle prognoosinud ning tugevaid sademeid alla prognoosinud. Parimaid tulemusi andis HIRLAM eelkõige nõrgemate sademete osas. Mõõdukate ja

tugevate sademete puhul olid erinevused modelleeritud ja vaadeldud väärtuste vahel suuremad. Ebatäpsused sademete modelleerimisel on tõenäoliselt seotud konvektiivsete protsesside puuduliku parametrizeerimisega.

Kui mudeliga RegCM modelleeritud õhutemperatuuri ning tuule kiiruse täpsust võib lugeda rahuldavaks, siis sademete modelleerimise täpsus on tunduvalt väiksem. Valdavalt on RegCM mudel sademeid allahinnanud, seda eriti suurte sajuhulkade puhul. Selle nähtuse tõenäoline põhjus on sarnaselt HIRLAMi mudelile puudulik konvektsiooni-protsesside parametrizeerimine.

Leiti, et erineva konvektsioonskeemi ja ruumilise lahutuse kasutamine tuule kiiruse keskmisi modelleeritud väärtusi oluliselt ei mõjuta. Emanueli skeemi korral esineb õhutemperatuuri mõningane ülehindamine ja Grelli skeemi korral allahindamine. Sademete puhul andis primaaid tulemusi Grelli konvektsioonskeem ja lahutus 11 km.

Tänuavaldused

See uurimus on toetust saanud ETF grandist nr. 5786.

Kirjandus

- Christensen, O.B., Christensen, J.H., Machenhauer, B., Botzet, M., 1998. Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia – present climate. *J. Climate*, 11, 3204-3229.
- Dickinson, R., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P., 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1E as coupled to the NCAR community climate model. Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Emanuel, K., 1991. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 48, 2313-2335.
- Giorgi, F., Marinucci, M., Bates, G., 1993a. Development of a second generation regional climate model (RegCM2) I: Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2794-2813.
- Giorgi, F., Marinucci, M., Bates, G., DeCanio, G., 1993b. Development of a second generation regional climate model (RegCM2) II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2814-2832.
- Giorgi, F., Shields, C., 1999. Tests of precipitation parameterizations available in the latest version of the NCAR regional climate model (RegCM) over the continental United States. *J. Geophys. Res.*, 104(D6), 6353-6375.
- Grell, G., 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 764-787.
- Grell, G., Dudhia, J., Stauffer, D.R., 1994. A description of the fifth-generation penn state/ncar mesoscale model (mm5). In: Technical report NCAR/TN-398+STR, National Center for Atmospheric Research, NCAR Technical Note.
- Holtzlag, A., de Bruijn, E., Pan, H.L., 1990. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1561-1575.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437-471.
- Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G., Boville, B., Briegleb, B., Williamson, D., Rasch, P., 1996. Description of the ncar community climate model (ccm). Technical report NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research.

- Madala, R.V., 1981. Efficient time integration schemes for atmosphere and ocean models. *Finite-difference Techniques for Vectorized Fluid Dynamics Calculations*, D.L. Book, Ed., Springer-Verlag, 56-74.
- Pal, J., Small, E., Eltahir, E., 2000. Simulation of regional-scale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 105, 29579-29594.
- Persson, A., Grazzini, F., 2005. User Guide to ECMWF forecast products.
- Zeng, X., Zhao, M., Dickinson, R., 1998. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using the TOGA COARE and TAO data. *J. Climate*, 11, 2628-2644.
- Hoiatuste kriteeriumid – Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut (<http://www.emhi.ee>)
- A Guide to the Code Form FM 92-IX Ext. GRIB, Edition 1 – World Meteorological Organisation (<http://www.wmo.ch>)
- A Guide to the Code Form FM-94 BUFR – World Meteorological Organisation (<http://www.wmo.ch>)

Modelling weather conditions in August 2005 based on HIRLAM and RegCM

Reidar Sarapu

Estonian Meteorological and Hydrological Institute

Oliver Tomingas

Institute of Geography, University of Tartu

Summary

Weather conditions in August 2005 have been modelled by using the numerical weather prediction model HIRLAM and the regional climate model RegCM. Generally, light precipitation is overpredicted by the HIRLAM, while heavy precipitation is underpredicted. Forecast reliability and accuracy are higher for light precipitation, and lower for moderate and heavy precipitation. Surface air temperature and wind speed are reproduced satisfactorily by the RegCM, but the root mean square errors of precipitation are large. The RegCM model tends to underestimate precipitation, especially in cases of heavy rain. It was found that different convection schemes and horizontal resolutions do not have a significant influence on modelled wind speed. The Emanuel convection scheme tends to overestimate surface air temperature, while the Grell scheme tends to underestimate it. For precipitation, the best results were obtained by using the Grell scheme and 11 km resolution. Deficiencies in precipitation modelling are probably associated with the parameterization of convective processes.

Veetaseme pikaajalised muutused Eesti rannikumeres

Jaak Jaagus

Tartu Ülikooli Geograafia Instituut

Ülo Suursaar

Tartu Ülikooli Eesti Mereinstituut

1. Sissejuhatus

Meretase on oluline merehüdroloogiline näitaja, mida on regulaarselt mõõdetud Eestis juba 19. sajandist. Selle riiklik tähtsus ja üldrahvalikuks huviobjektiks olemine avaldub just kõrge veeseisu puhul. Ranna-alade üleujutused tugevate tormide korral on põhjustanud olulist materiaalist kahju. Kannatavad nii looduslikud kooslused kui ka inimtegevus. Erakordselt madal veeseis takistab laevaliiklust näiteks parvlaevadel mandri ja Hiiumaa vahel.

2005. aasta 9. jaanuaril esinenud torm põhjustas suuri üleujutusi kogu Eesti rannikualal (Suursaar *et al*, 2006b). Enim kannatasid Pärnu ja Haapsalu, kus üle ujutati rannaäärsed elurajoonid. See torm näitas selgesti ära, millised võivad olla tormist põhjustatud üleujutuste kahjustused ja kuidas peaks nende vähenemiseks meetmeid rakendama. Lisaks üleujutustele põhjustavad tormilained kõrge veeseisu korral ulatuslikke rannakahjustusi, näiteks rannaliiva ärakannet (Orviku *et al*, 2005) ja väikesadamate purustusi.

Veetaset Läänemeres mõjutavad palju tegureid. Maailmamere üldine veetase on sealjuures üheks kõige stabiilsemaks neist, muutudes aeglaselt sajandite ja aastatuhandete lõikes. Seoses globaalse kliima soojenemisega kõneldakse ka maailmameretase aeglasest tõusust. Selle suurus on olnud hinnanguliselt 10–20 cm-le 20. sajandi jooksul (Douglas *et al*, 2000; IPCC, 2001). Jätkuva kliima soojenemise korral võib veetõus kaasa tuua ulatuslike ranna-alade üleujutuse ja elamiskõlbmatuks muutumise. Seda peetakse kaasaja kliimamuutuse üheks kõige tõsisemaks võimalikuks tagajärjeks, sealjuures ka Eestis (Kont *et al*, 2003).

Teiseks oluliseks meretaset mõjutavaks teguriks on maakoore isostaatilised liikumised. Läänemere regioon oli jääaegadel kaetud kuni 2 km paksuse mandrijääga. See tohutu raskus surus maakoort allapoole. Peale mandrijää sulamist kadus ära ka suur raskus, mille tagajärjel hakkas maakoort kerkima. See kerge on kõige intensiivsem Põhjalahte ümbritseval alal ning ta on kahaneva kiirusega kestnud kogu pärastjääaja. Eesti alal on isostaatiline maakerge toimunud kiirusega kuni 3 mm aastas (Vallner *et al*, 1988). Kõige kiirem on see olnud Hiiumaal ja Loode-Eestis. Kagu-Eestis aga ei saa mingist muutusest rääkida.

Kolmandaks meretaset mõjutavaks teguriks on Läänemere veebilanss. Selle juures arvestatakse mitut tegurit: veevahetus Põhjamerega läbi Taani väinade, sissevool jõgede kaudu ja auramine veepinnalt. Neljandaks võib esile tõsta lokaalseid tegureid, nagu tuule poolt põhjustatud ajuvesi ja paguvesi. Püsivate edela- ja länetuulte korral võib meretase Eesti rannikul märgatavalt tõusta, idakaaretuulte mõjul aga langeda. Kõik need tegurid on omakorda seotud atmosfääri tsirkulatsiooniga.

Suuremõõtmeline atmosfääri tsirkulatsioon ehk õhuringlus kujutab enesest väga olulist kliimat kujundavat tegurit. Üldine läänevool on peamiseks põhjuseks, et talveilm on suhteliselt pehme nii Eestis kui ka kogu Euroopas. Läänevoolu häirib aktiivne tsüklaalne tegevus. Kõrg- ja madalrõhkkondade ebakorrapärane vaheldumine loob meil ebapüsiva ilmastiku, mis võib aastati varieeruda suurtes piirides ja mida iseloomustavad järsud ilamuutused. Sõltuvalt atmosfääri tsirkulatsiooni iseloomust võivad Eestis esineda väga erinevad ilmastikutingimused ja sõltuvalt nendest ka erinev veetase Lääne-meres.

Käesoleva töö eesmärgiks on analüüsida pikaajalisi meretaseme kõikumisi Eesti rannikul, hinnata veetaseme muutust, arvestades maakerget, ning teha kindlaks veetaseme kõikumiste seosed suuremõõtmelise atmosfääri tsirkulatsiooniga.

2. Andmed ja meetodid

Meretaseme vaatlused algasid Eesti alal kõige varem Tallinnas – episoodiliselt 1809. aastal, kuid enam-vähem pidev (kuni viieaastaste lünkadega) vaatlusrida algab seal 1842. aastast. Erinevatel perioodidel on mõõtmisi teostatud 29 asukohas (Jevrejeva *et al*, 2001). Enamus neist olid lühiajalised. Kõikides jaamades esinevad lüngad sõja-aastatel, eriti 1944–1945. Veetaset mõõdetakse meil sentimeetrites võrreldes Kroonlinna nullpunktist. Mõõdulatte on looditud reeperitega võrreldes igal aastal, lisaks võrdleb Maaamet reepereid aeg-ajalt geodeetilise baasvõrguga.

Peamisteks kasutatud andmeteks on käesolevas töös kuu keskmised meretasemed, mis on talletatud Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi (EMHI) andmefondis. Kuue rannikujaama vaatlusrida hõlmab perioodi 1950–2006. Mõõtejaamade asukoht on näidatud joonisel 1. Pärnu ja Narva-Jõesuu pidev andmerida ulatub aga ajas tagasi 1923. aastani. Sealjuures on üksikud andmelüngad täidetud naaberjaamade andmetel EMHIs. Selline andmete asendus on õigustatud, sest korrelatsioonikordajad lähedal paiknevate mõõtmiskohtade veetasemete vahel oli 0,92–0,99.



Joon. 1. Meretaseme mõõtmiskohtade paiknemine.

Fig. 1. Location of sea-level measurement sites.

Meretaseme mõõtmisel on kasutatud Eestis kehtivat Balti kõrgussüsteemi, mis põhineb Kroonlinna nulltasemel. Keskmise iga-aastane maakerge igas mõõtmiskohas on määratud isostaatilise maakerke kaardilt (Vallner *et al*, 1988).

Meretaseme trende on analüüsitud lineaarse regressioonianalüüsi abil, kusjuures trendid on loetud statistiliselt oluliseks $p < 0,05$ tasemel. Kui regressioonisirge tõus korrutada aastate arvuga aegreast, siis on saadud trendi järgi muutus kogu perioodi kohta igal kuul ja kogu aastal. Kui sellele muutusele lisada isostaatiline maakerge selle perioodi kohta, siis on saadud tegelik meretaseme muutus, mida põhjustab nii maailmamere taseme tõus kui ka kohalik tuulekanne.

Veetaseme kõikumised on korreleeritud tormipäevade arvuga ja atmosfääri tsirkulatsiooni näitajatega. Tormipäevade arvu aegreast on kasutusel Vilsandi, Kihnu ja Sõrve ilmajaamast perioodil 1950–2005. Tormipäevaks on loetud sellist päeva, mille korral vähemalt ühel vaatlusajal on mõõdetud 10 minuti keskmiseks tuule kiiruseks 15 m/s või enam.

Atmosfääri tsirkulatsiooni on käesolevas töös iseloomustatud Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) ja Arktika ostsillatsiooni (AO) indeksitega ning Wangenheimi ja Girs'i klassifikatsiooni peamiste tsirkulatsioonivormide W, E ja C esinemissagedusega. NAO indeksit defineeritakse kui standardiseeritud õhurõhkude vahe Assoori maksimumi ja Islandi miinimumi vahel. Kasutusel on mitu NAO indeksit, kuid siinkohal on valitud see, mis on arvatud Gibralteri ja Stykkisholmuri/Reykjaviki andmetel (Jones *et al*, 1997). Sellel indeksil esineb suurim seos ilmastiku kõikumistega Eestis (Jaagus *et al*, 2001). AO indeks iseloomustab ümber põhjapooluse kulgeva läänevoolu tugevust palju suuremal alal, kui seda teeb NAO indeks. See on saadud peakomponentanalüüsi tulemusel esimese komponendina (Thompson, Wallace, 1998). Tsirkulatsioonivorm W Wangenheimi ja Girs'i klassifikatsiooni järgi kujutab enesest Eesti alal läänevooru, E õhuvoolu idast, kagust ja lõunast ning C õhuvoolu põhjakaartest (Sepp, 1999).

3. Keskmise veetaseme muutused

Läänemere veetaseme trende Eesti rannikujaamades on analüüsitud kahe perioodi jooksul. Pikema, 84aastase perioodi jooksul on Narva-Jõesuu ja Pärnu kohta kuude ja aasta keskmistena leitud statistilised näitajad toodud tabelis 1. Kuna need näitajad kahe jaama vahel on üsna sarnased, siis võib nii algandmeid kui ka analüüsi tulemusi lugeda usaldusväärseteks. Nad kajastavad üsna hästi tegelikkuses toimunud muutusi.

Veetaseme keskmised väärtused annavad tunnistust üsna olulistest sesoonsetest kõikumistest (joon. 2). Madalama veetasemega aastaaeg kestab veebruarist juunini, kusjuures miinimum esineb tavaliselt maikuu. Selgelt kõrgem veetase esineb juulist jaanuarini maksimumiga oktoobris, novembris ja detsembris. See maksimum langeb hästi kokku tsüklonaalse tegevuse suurima intensiivsusega ning miinimumile vastab tsüklonaalse tegevuse nõrgenemine.

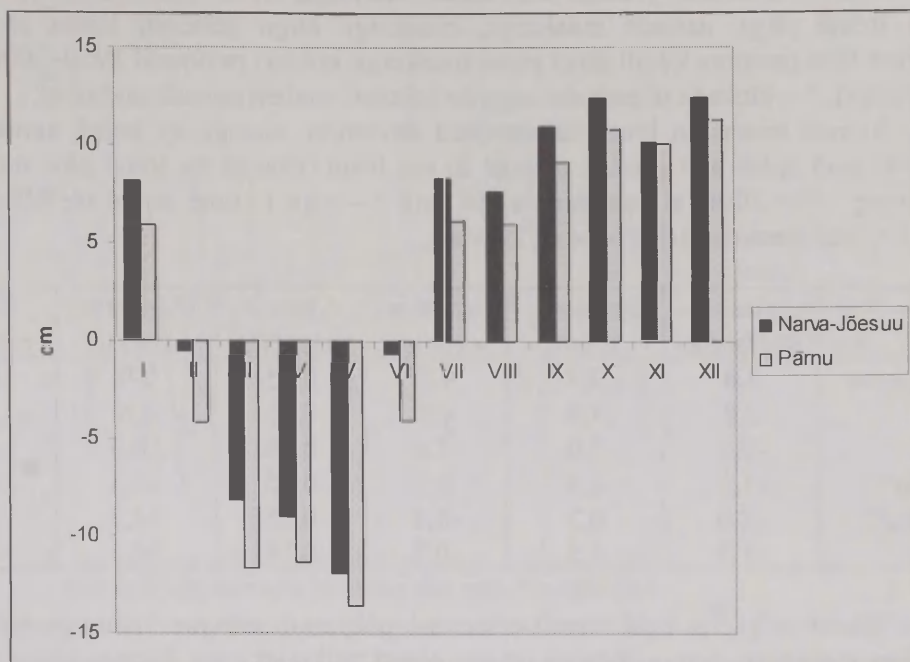
Selgelt avaldub asjaolu, et Narva-Jõesuus on keskmised veetasemed paar sentimeetrit kõrgemad kui Pärnus. Seda tingis mitte mõõdulati nullpunkti erinevus, vaid oletatavasti ikka see, et Narva-Jõesuu asub avamerest kaugemal Soome lahes, kuhu valitsevate läänekaaretuulte poolt rohkem vett kokku kantakse. Mingil määral võib avalduda siin ka natuke kiirem maakerge Pärnus.

Tabel 1. Veetaseme keskmised, standardhälbed, kuu ja aasta keskmiste maksimumid ja miinimumid, lineaarse regressioonisirge tõusud ja muutused trendi järgi perioodi 1923–2006 kuukeskmiste alusel (ühikuks kõikjal cm). Statistiliselt olulised muutused $p < 0,05$ tasemel on trükitud jämedas kirjas.

Table 1. Means, standard deviations, maxima and minima of water level based on monthly and annual averages, slopes of their linear regression line and changes by the trendline during 1923–2006 (all numbers in cm). Statistically significant changes on $p < 0.05$ level are printed in bold.

	Keskmine	St. hälve	Maksimum	Miinumum	Tõus	Muut
Narva-Jõesuu						
Jaanuar	8,2	26,3	71	-39	0,301	25,3
Veebruar	-0,5	25,7	60	-52	0,274	23,0
Märts	-8,2	22,2	73	-44	0,185	15,6
Aprill	-9,0	15,2	32	-39	0,022	1,8
Mai	-11,9	10,3	11	-39	0,061	5,1
Juuni	-0,7	9,5	25	-24	0,043	3,6
Juuli	8,3	9,4	34	-15	0,059	4,9
August	7,7	12,8	36	-21	0,002	0,2
September	11,0	14,6	39	-28	0,001	0,1
Oktoober	12,4	18,6	61	-47	-0,018	-1,5
November	10,2	20,5	58	-36	0,173	14,6
Detsember	12,4	21,0	54	-55	0,266	22,4
Aasta	3,4	7,8	25	-14	0,115	9,6
Pärnu						
Jaanuar	5,9	27,0	75	-44	0,310	26,0
Veebruar	-4,2	26,2	59	-60	0,283	23,7
Märts	-11,7	22,9	74	-48	0,181	15,2
Aprill	-11,3	15,0	30	-41	-0,037	-3,1
Mai	-13,6	10,9	12	-44	0,045	3,8
Juuni	-4,1	10,2	22	-30	0,038	3,2
Juuli	6,2	10,8	34	-21	0,036	3,0
August	6,0	13,9	37	-21	-0,009	-0,8
September	9,2	16,4	44	-37	-0,004	-0,3
Oktoober	10,8	19,4	61	-54	-0,032	-2,7
November	10,1	20,2	57	-41	0,183	15,3
Detsember	11,3	22,2	54	-55	0,247	20,7
Aasta	1,2	8,2	20	-17	0,104	8,7

Standardhälbed, maksimumid ja miinimumid tabelis 1 iseloomustavad keskmise veetaseme aastatevahelist muutlikkust. See on kindlalt kõige suurem külmal poolaastal saavutades maksimumi jaanuaris ja veebruaris. Siis on esinenud nii erakordselt kõrget keskmist veetaset, samuti ka vägagi madalat. Kõige stabiilsemalt on püsinud meretase suvisel ajal, maist juulini. On märgata, et Pärnus on keskmise veetaseme muutlikkus natuke suurem kui Narva-Jõesuus. Seda saab hõlpsasti seletada asukoha erinevustega. Pärnu laht on oluliselt kitsam ja suletum kui Narva laht. Seetõttu on seal veetaseme kõikumised, eriti just lühiajalised kõikumised suuremad.



Joon. 2. Kuu keskmiste veetasemete aastane käik Narva-Jõesuus ja Pärnus perioodil 1923–2006.

Fig. 2. Annual course of monthly mean sea-levels at Narva-Jõesuu and Pärnu during 1923–2006.

Kõige kõrgem kuu keskmine veetase mõõdeti 1983. aasta jaanuaris. Sellest palju maha ei jäänud ka 1989., 1992. ja 2005. aasta jaanuar. Ülejäänud aastatega võrreldes esines erakordselt kõrge märtsikuu keskmine meretase 1990. aastal. Kõik need kuud olid tähelepanuväärsed ka erakordselt kõrge õhutemperatuuri poolest. Madalad talvised veeseisud on aga esinenud kõige külmematel talvedel.

Regressioonianalüüsi tulemusena on leitud regressioonisirge tõusud ehk üheaastased muutused trendi järgi ning muutused kogu preioodi kohta (tabel 1). Ka nende näitajate osas on Narva-Jõesuu ja Pärnu tulemused kokkulangevad. Andmed näitavad selget meretaseme tõusutendentsi talvekuudel. See on tõusnud 84 aastaga enam kui 20 cm. Ka novembri- ja märtsikuus on veetaseme tõus märgata, kuid nende korral pole tegemist statistiliselt olulise trendiga. Ülejäänud kuudel aga ei saa rääkida pikaajalisest meretaseme muutumisest Pärnus ja Narva-Jõesuus. Talve arvelt on aga ka aasta keskmine veetase olulisel määral tõusnud (tabel 1).

Lühema perioodi (1950–2006) kohta saab meretaseme muutusi analüüsida juba suurema hulga vaatluskohtade andmete põhjal. Ilmneb, et trendid on üksikute jaamade vahel erinevad (tabel 2). Kui Narva-Jõesuu aegrida iseloomustab statistiliselt oluline tõusutendents, siis Ristnas on veetase hoopis langenud. Ülejäänud vaatlusjaamade trendid jäävad nende kahe vahele.

Tabel 2. Aasta keskmine jaamas mõõdetud meretase, selle standardhälve, muutus lineaarse trendi järgi, aastane maakerge, maakerge kogu perioodi kohta ja üldine meretaseme tõus (muutus trendi järgi pluss maakerge kokku) perioodil 1950–2006 (kõik sentimeetrites). * – lünkade täitmiseks aegreas kasutati naaberjaamade andmeid.

Table 2. Annual mean sea level, its standard deviation, change by trend, annual land uplift, total land uplift and general change in sea level (change by trend plus total land uplift) during 1950–2006 (all numbers are in cm). * – gaps in time series are filled using observation data from the neighbouring stations.

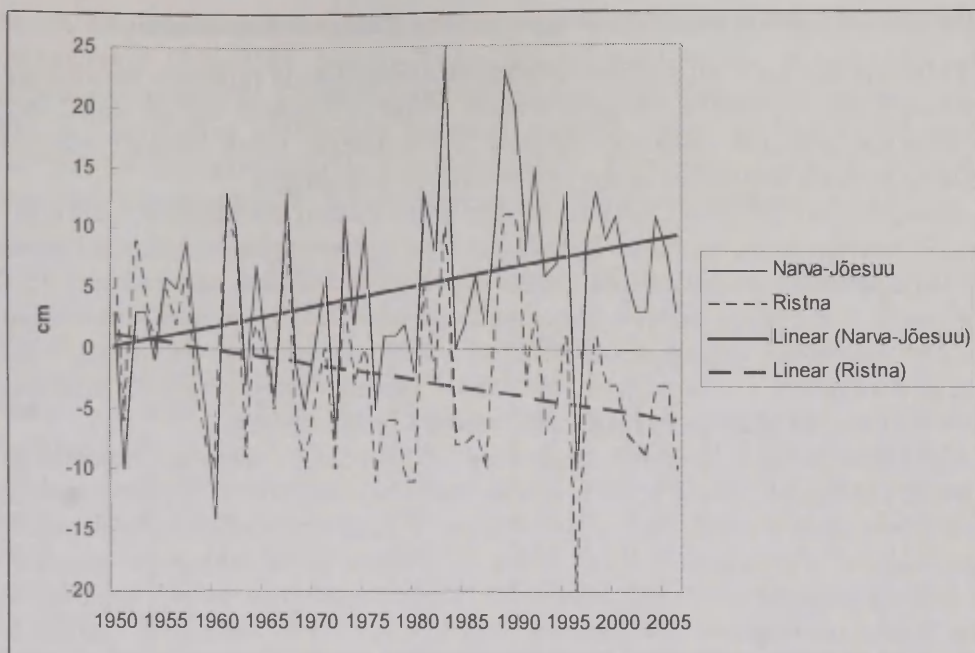
Jaam	Aasta keskmine	Standard-hälve	Muutus trendiga	Aastane maakerge	Maakerge kokku	Üldine meretõus
Narva-Jõesuu	4,8	7,7	9,3	0,05	2,9	12,2
Pärnu	2,8	7,9	4,1	0,15	8,6	12,7
Ristna	-2,3	7,0	-7,0	0,28	16,0	9,0
Rohuküla*	-1,2	6,8	0,5	0,25	14,3	14,8
Heltermaa*	-2,6	6,3	-0,6	0,25	14,3	13,7
Virtsu*	-1,2	6,5	-0,7	0,18	10,3	9,6

On täiesti selge, et neid trendi erinevusi põhjustab erineva kiirusega toimunud isostaatiline maakerge. Narva-Jõesuus on see olnud väikseim ning Ristnas kõige suurem (tabel 2). Seda on kõige ilmekam jälgida aegrea graafikul joonisel 3. Kuigi võnkumised on kulgenud sünkroonselt, esinevad kahe jaama vahel vastasmärgilised trendid.

Kuu keskmiste meretasemete muutused trendi järgi on esitatud joonisel 4. Sealtnähtub, et lühema perioodi jooksul esinesid sarnased veetaseme trendid, kui pikemal perioodil. Tõusutendentsi on olnud märgata eelkõige külmal poolaastal, eriti veebruaris. Juulist oktoobrini on keskmine meretase pigem langenud, eriti Ristnas, kus maatõus on olnud kõige kiirem. Maatõusu kiiruse erinevused kolmes mõõtejaamas tulevad joonisel 4 väga ilmekalt esile.

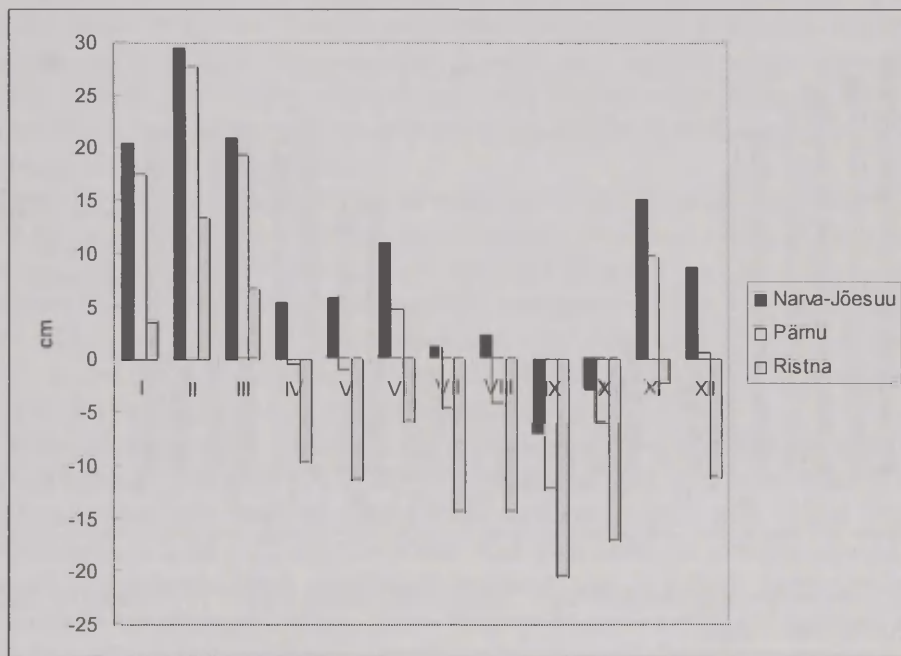
Selleks, et hinnata Läänemere veetaseme tegelikku muutumist, tuleks ka isostaatilist maakerget arvesse võtta. Tabelis 2 on toodud iga jaama kohta keskmine üheaastane kerge ja maakerge kokku 57 aasta jooksul. Kui liita meretaseme muutused trendi järgi ja maakerke koguväärtuse uuritava perioodil, siis saame hinnata maailmamere taseme üldist kerkimist Läänemere rannikul. Üldine meretõus on olnud vahemikus 9–13 cm. Eks see kõikumine ole põhjustatud ühelt poolt kohalikest iseärasustest, mis ei pruugi kajastada mere keskmise veetaseme dünaamikat õigesti, teiselt poolt aga mõõtmise ebatäpsustest. Vead võivad tuleneda nii ebatäpsusest maakerke arvessevõtmisel, eri tasemel geodeetiliste võrkude sidumistest, kui ka veetaseme ridades esinevast umbes 30–40 aastasest kvasiperioodilisusest, mida lineaarne trend eirab. Kõik need vead ei ole suured, kuid summarselt võib nende mõju ulatuda mitme sentimeetrini.

Eesti rannikumeres täheldatud veetõus 57aastase perioodi jooksul on olnud kiirem globaalsest keskmisest. Globaalne maailmamere taseme tõus $1,5 \pm 0,5$ mm aastas, mis on seotud kliima soojenemisega, kirjeldab ära veetõusu 7–8 cm vaadeldava perioodi jooksul. Ülejäänud sentimeetrid veetaseme tõusu on seotud kohalike iseärasustega, peamiselt läänetuulte ja tormide osatähtsuse kasvuga, mis tuulepealsel rannikul suurendab statistilises perspektiivis veetaseme kallakut (Suursaar, Kullas, 2006).



Joon. 3. Aasta keskmise veetaseme aegread Narva-Jõesuus ja Ristnas ning nende lineaarsed trendid.

Fig. 3. Times series of annual mean sea level at Narva-Jõesuu and Ristna, and their linear trends.



Joon. 4. Kuu keskmiste veetasemete muutus trendi järgi perioodil 1950–2006.

Fig. 4. Change by trend of monthly mean sea levels during 1950–2006.

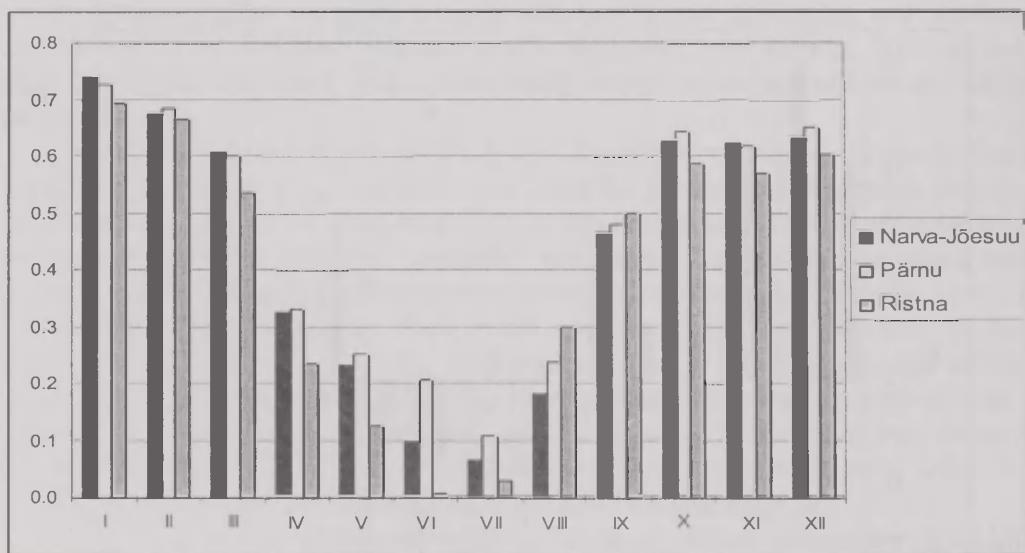
4. Veetaseme kõikumise seosed tormisuse ja atmosfääri tsirkulatsiooniga

Eelnevas analüüsis sai viidatud veetaseme kõikumiste ja muutuste seostele muude kliimanäitajatega. Asjaolu, et kõrgem veeseis külmal poolaastal esineb koos kõrgema temperatuuriga, suurema sademete hulgaga ja tormidega, viitab otseselt meretaseme võimalikele seostele atmosfääri üldise tsirkulatsiooni iseloomuga.

Korrelatsioon Vilsandis, Kihnus ja Sõrves mõõdetud tormipäevade arvu ja veetaseme kõikumiste vahel oli tugev külmal poolaastal, saavutades maksimumi jaanuaris. Korrelatsioonikordaja on statistiliselt oluline septembrist märtsini, vahemikus 0,35–0,75. Seda perioodi võib pidada tormide hooajaks Eestis, kui esineb ca 85% kõikidest tormidest. Kõige suuremad korrelatsioonikordajate väärtused esinevad justnimelt Vilsandis mõõdetud tormipäevade arvuga (joon. 5). Täiesti loomulik on, et valdavalt läänekaartest puhuvad tormituuled põhjustavad kõrgemat veetaset Eesti rannikul.

Korrelatsioon kuu keskmise veetaseme ja läänevoolu tugevust iseloomustavate tsirkulatsiooninäitajate (NAO ja AO indeks, tsirkulatsioonivormi W esinemissagedus) vahel on kõrge ja statistiliselt väga usaldusväärne. Talvekuudel jääb korrelatsioonikordaja väärtus valdavalt vahemikku 0,5–0,7 (tabel 3). Lääne- ja edelatuultega kantakse vett Läänemere idarannikul olevatesse lahtedesse. Kõige tugevamad seosed esinevad aastaringsest tsirkulatsioonitüübi W esinemissagedusega. Vaid südatalvel jaanuaris on korrelatsioon AO ja NAO indeksi korral tugevam.

Tsonaalse tsirkulatsioonitüübi E seos meretasemega on negatiivne. Mida rohkem puhul tuult idast ja lõunast, seda madalam on olnud meretase. Suuri erinevusi jaamade vahel pole, seega meretase määratakse peamiselt suuremõõtmeliste atmosfääriprotsesside poolt.



Joon. 5. Korrelatsioonikordajad kuu keskmiste veetasemete ja Vilsandis mõõdetud tormipäevade arvu vahel.

Fig. 5. Correlation coefficients between monthly mean sea level and the frequency of storm days at Vilsandi.

Tabel 3. Korrelatsioonikordajad kuu keskmise meretaseme ja tsirkulatsiooninäitajate vahel perioodil 1950–2005. NAO – Põhja-Atlandi ostsillatsiooni indeks, AO – Arktika ostsillatsiooni indeks, W, E – tsirkulatsioonivormide W ja E esinemissagedus.

Table 3. Correlation coefficients between monthly mean sea level and circulation characteristics during the period 1950–2005. NAO – North Atlantic oscillation index, AO – Arctic oscillation index, W, E – frequencies of the circulation forms W and E.

	Narva-Jõesuu				Pärnu			
	NAO	AO	W	E	NAO	AO	W	E
Jaanuar	0.69	0.71	0.57	-0.46	0.70	0.68	0.55	-0.39
Veebruar	0.56	0.54	0.64	-0.64	0.56	0.54	0.62	-0.60
Marts	0.54	0.57	0.51	-0.46	0.55	0.56	0.50	-0.42
Aprill	-0.13	0.24	0.46	-0.27	-0.08	0.23	0.41	-0.15
Mai	0.28	0.38	0.50	-0.37	0.35	0.35	0.46	-0.22
Juuni	0.37	0.27	0.51	-0.44	0.44	0.27	0.52	-0.33
Juuli	0.11	0.09	0.33	-0.15	0.19	0.04	0.29	-0.04
August	0.42	0.23	0.48	-0.34	0.40	0.11	0.47	-0.24
September	0.42	0.46	0.53	-0.30	0.46	0.42	0.56	-0.26
Oktoober	0.33	0.56	0.56	-0.52	0.36	0.51	0.57	-0.47
November	0.08	0.35	0.72	-0.71	0.13	0.36	0.71	-0.64
Detsember	0.26	0.54	0.56	-0.57	0.32	0.53	0.55	-0.44

5. Arutlus ja kokkuvõte

Looduses on erinevad komponendid omavahel seotud, mõned tihedamini ja teised rohkem kaudselt. Muutused ühtedes avalduvad erineval moel muutustes teistes. Kliima on selliseks looduslikuks komponendiks, millel on otseseos väga paljude loodusnähtustele. Kliima muutumine mõjutab maakera loodust väga mitmeti. Atmosfäär on kõige otsesemalt seotud hüdroosfääri protsessidega. Üldist meretaseme tõusu seostatakse kõige otsesemalt kliima soojenemisega.

Käesoleva töö tulemused näitavad veenvalt, et globaalse soojenemise mõju meretasemele on selgelt avaldunud ka Eesti rannikumeres. Seal esineb kindel veeseisu aastane muutumine maksimumiga sügisel ja talvel ning miinimumiga kevadel ja suvel. Sealjuures on aastatevahelised kõikumised talvel palju märgatavamad kui suvel. Standardhälbe vastavad väärtused on talvel ligi kolm korda suuremad suvistest. Need asjaolud on peamiselt ära määratud tsüklonaalse tegevuse intensiivsuse poolt. Sagedased tsüklonid põhjustavad tugevaid läänekaartetuuli ja ajuvett Eesti rannikul.

Oluliseks tulemuseks on tõsiasi, et meretaseme tõus pole toimunud aastaringiselt ühtlaselt. 84aastase perioodi (1923–2006) jooksul on kuu keskmine veetase Pärnu ja Narva-Jõesuu andmetel tõusnud statistiliselt olulisel määral vaid talvel (detsember, jaanuar, veebruar), kokku 20–26 cm võrra. Kui novembris ja märtsis on veel märgata tõusutrendi, kuigi statistiliselt mitteusaldusväärset, siis ülejäänud kuude puhul ei saa rääkida mingist meretaseme tõusust. Talve varal on ka aasta keskmine meretase tõusnud.

Sellise sesoonselt määratud trendi esinemine on loogilises kooskõlas kliima soojenemisega, mis on toimunud samuti eelkõige külmal poolaastal. Soojemad talved aga seostuvad hästi aktiivsema tsüklonaalse tegevusega, rohkemate sademetega, tugevamate ja sagedasemate tormidega ning kõrgema veeseisuga. Maksimaalsed kuu keskmised

meretasemed on esinenud eriti soojade talvede korral. Külmadel talvedel on aga veetase olnud madal. Kokkuvõtvalt võib öelda, et kliima soojenemine 20. sajandi teisel poolel on endaga kaasa toonud aastasiseste veetasemete erinevuste suurenemise tendentsi (talvise-ma kõrgema veeseisu tõttu).

Kuue jaama aasta keskmise veetaseme aegread näitavad erinevaid trende. Looderannikul, kus isostaatiline maakerge on suurim, on toimunud veeseisu langus, samas kui Narva-Jõesuus on see oluliselt tõusnud. Võttes arvesse ka maakerke, on leitud, et aasta keskmine meretase on perioodil 1950–2006 tõusnud Eesti rannikul hinnanguliselt 9–14 cm. See on 1,5–2,5 mm aastas, mis on suurem, kui maailmamere keskmine (1–2 mm/a; Church, White, 2006).

Üldistatult võib öelda, et veetaseme režiim Eesti rannikumeres allub globaalsetele, regionaalsetele ja lokaalsetel mõjuritele. Suur osa toimunud või oodatavast globaalsest veetaseme tõsusust kompenseeritakse meil regionaalse maakerke poolt, kuid lisaks erinevad meie trendid globaalsetest Läänemere veevahetuse iseärasuste ja kohaspetsiifiliste lokaalsete tingimuste tõttu. Nägime, et kui veetaseme muutusest on maha arvatud jääajajärgse maakerke osa, ületavad Eesti rannikumere veetaseme trendid praegu globaalse meretõusu kiirust ikkagi kolmandiku kuni poole võrra. Globaalsest tõusust kiirem keskmise meretaseme tõus on märgatav just valitsevate lääne- ja edelatuulte suhtes tuulepealsetes lahtedes, nagu Pärnu ja Narva lahes. Kuna tuuled neist valitsevatest suundadest on viimase poolsajandi jooksul laias laastus tugevnenud ning tsüklonaalne tegevus intensiivistunud, siis see lisab Läänemere tuulepealsel rannal, see tähendab Eesti rannikumeres, tuuletekkelise ajutise komponendi veetaseme tõusutrendi.

Samal ajal peaks veetaseme trend tuulealusel Rootsi rannal olema globaalsest natuke aeglasem. Tõepoolest, mõned Rootsi uurijad pakuvad globaalseks veetaseme trendiks vaid umbes 1–1,5 mm/a, arvestamata, et tegu võib olla just eespoolkirjeldatud tuulealuse ranna iseärasusega (Ekman, 1999; Andersson, 2002). Kui läänetuulte tugevus hakkaks pikemas perspektiivis taas langema ja tsüklonaalsus vaibuma, siis muutuksid ka Eesti rannikumere veetaseme trendid globaalsega võrreldes veidi laugemaks, ent Rootsi ranniku omad suhteliselt järsemaks. Sellistele tulemustele võib jõuda ka trendide uurimisel, kuid veel paremini on need iseärasused tõestatavad näiteks hüdrodünaamilise modelleerimise abil (Suursaar, Kullas, 2006; Suursaar et al, 2006a). Tuleb ka rõhutada, et lisaks keskmise veetaseme muutustele saavad üha olulisemaks ka muutused ekstreemumites.

Korrelatsioonianalüüs näitas kuu keskmiste veetasemete sõltuvust tormipäevade arvust ja atmosfääri tsirkulatsiooni iseloomust. Tormipäevade arvu ja veetaseme vaheline seos on statistiliselt oluline tormihooajal ehk septembrist märtsini. Kõige suuremad korrelatsioonikordaja väärtused (üle 0,7) esinevad jaanuaris. See on igati loogiline, sest väga aktiivse tsüklonaalse tegevuse tingimustes on torme palju ja veetase tõuseb.

Kuu keskmine meretase on samal perioodil korreleerub tugevalt läänevoolu intensiivsust väljendavate atmosfääri tsirkulatsiooni näitajatega (NAO indeks, AO indeks, tsirkulatsioonivormi W esinemissagedus). Ka need seosed on tugevaimad talvel. Nii tulebki peamise järeldusena välja tõsi, et Eesti rannikul esinevad kaht täiesti erinevat tüüpi talvi. Külmadel talvedel on meretase madal ja torme peaaegu ei esine. Aktiivse tsüklonaalse tegevuse korral aga on temperatuur kõrge, torme palju ja meretase tavapärasest tunduvalt kõrgem. Just sellised olukorrad on eriti ohtlikud, sest siis on olemas soodsad tingimused laialdaste üleujutuste tekkeks.

Tänuavaldused

Seda uurimust on toetanud Eesti Teadusfondi grandid nr.5786 ja 5863.

Kirjandus

- Andersson, H.C., 2002. Influence of long-term regional and large-scale circulation on the Baltic Sea level. *Tellus* 54A, 76-88.
- Church, J.A., White, N.J., 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33, Art. No. L01602.
- Douglas, B.C., Kearney M.S., Leatherman S.P., 2000. *Sea level rise: history and consequences*. Academic Press, New York.
- Ekman, M., 1999. Climate change detected through the world's longest sea level series. *Global and Planetary Change* 21, 215-224.
- IPCC, 2001. *Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of WG I to the third assessment report of the IPCC* (Eds. Houghton, J.T. *et al*). Cambridge University Press.
- Jaagus, J., 2006. Climate changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 77-88.
- Jaagus, J., Sepp, M., Tomingas, O., 2001. Atmosfääri suuremõõtmeline tsirkulatsioon kliima kujundajana Eestis ja kogu Euroopas. *Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat*, 33, 35-65.
- Jones, P.D., Jónsson, T., Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.*, 17, 1433-1450.
- Kont, A., Jaagus, J., Aunap, R., 2003. Climate change scenarios and the effect of sea-level rise for Estonia. *Global and Planetary Change*, 36, 1-15.
- Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U., Ravis, R., Tõnisson, H., 2005. Rannaprotsesside aktiveerumise ja kliimamuutuste vahelised seosed Eestis. *Eesti Geograafia Seltsi aastaraamat*, 34, 75-99.
- Sepp, M., 1999. Atmosfääri tsirkulatsioonitüüpide korduvuse seosed Eesti ilmastiku kõikumistega. *Publ. Inst. Geogr. Univ. Tartuensis*, 85, 108-122.
- Suursaar, Ü., Jaagus, J., Kullas, T., 2006a. Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate. *Boreal Environment Research*, 11, 123-142.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., 2006. Influence of wind climate changes on the mean sea level and current regime in the coastal waters of west Estonia, Baltic Sea. *Oceanologia*, 48, 361-383.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., Saaremäe, I., Kuik, J., Merilain, M., 2006b. Cyclone Gudrun in January 2005 and modelling its hydrodynamic consequences in the Estonian coastal waters. *Boreal Environment Research*, 11, 143-159.
- Thompson, D.W., Wallace, J.M., 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Vallner, L., Sildvee, H., Torim, A., 1988. Recent crustal movements in Estonia. *Journal of Geodynamics*, 9, 215-223.

Long-term water level changes in the Estonian coastal sea

Jaak Jaagus

Institute of Geography, University of Tartu

Ülo Suursaar

Estonian Marine Institute, University of Tartu

Summary

Long-term fluctuations and the trend of monthly and annual mean sea levels along the Estonian coast are analysed. Two stations (Narva-Jõesuu, Pärnu) have time series for 1923–2006 and six stations for 1950–2006. Well expressed annual curve with the maximum in autumn and winter and the minimum in spring and summer is revealed (Table 1). The highest temporal variability is characteristic for winter and the lowest for summer. The maximum monthly mean sea-level (more than 70 cm above the mean) was observed in January 1983 and March 1990.

The total increase by trend more than 20 cm during the long period was detected for winter months (Dec, Jan, Feb). The trend is significant also in case of annual mean sea levels. During the rest of a year, no changes in sea level were evident. The different range of isostatic land uplift at different locations of Estonia cause different trends. For example, negative trends in sea level exist in north-western Estonia where the land uplift has been the highest.

Eliminating the influence of vertical movement of land, the total sea-level rise in Estonia during 1950–2006 has been between 9 and 14 cm. It has been higher than the mean global sea level rise during the same period. The excessive rise in local sea level can be explained by the local sea level response to the changing regional wind climate and intensification of cyclones. Because of the specific configuration and the exposure of bays to the direction of the strongest possible winds, the sea level regime is very sensitive to changes in wind condition. In case of decadal trend in wind conditions, the sea level change rates of a semi-enclosed basin can deviate from the global estimates. A positive trend in wind speed and storminess should result in a steeper than average sea level trend on the windward side and one that is less steep on the leeward side.

Monthly mean sea level is highly dependent on storminess and large-scale atmospheric circulation, especially during the cold half-year. The highest water level in winter is related to frequent storms and the high intensity of westerlies (positive NAO and AO indices, high frequency of the zonal circulation form W).

Apvelling Põhja-Eesti rannikumeres 2006. aasta suvel

Ülo Suursaar

Tartu Ülikooli Eesti Mereinstituut

1. Sissejuhatus

2006. aasta augusti alguses tabas põhjarannikul puhkajaid äkiline ja kauaks kestma jäänud frustratsioon. Vaevalt oli juuli lõpuks vesi Pirita, Kakumäe, Nõva, Valkla, Loksa, Käsmu, Toila ja paljudes teistes randades saavutanud suplemiseks sobiva temperatuuri, 18–21°C, kui äkki, alul Dirhami, Nõva ning Suurupi kandis ja paar päeva hiljem ka Käsmus, Kundas ja Toilas, langes veetemperatuur 8–10 kraadi peale, kohati isegi 5–6 kraadini. Mingit pealtnäha mõistlikku põhjust ei paistnud – ilm oli päiksepaisteline ning õhusooja oli päeval 20–28°C. Kuid varsti anti uudistes ja ajalehtedes teada, et tegu on idakaarte tuultest põhjustatud apvellingu (ingl.k. *upwelling*) ehk Soome lahe süvavete kerkega. Sõna “apvelling” kordus augustikuu ajalehtedes enneolematult tihti ja veel üks loodusnähtus oli laiadele elanikonna kihtidele tuttavaks saanud. Seekordne apvelling oli erakordselt visa – väikeste vaheaegadega kestis ta septembri alguseni. Õigest suplushooajast põhjarannikul enam asja ei saanudki, sest kuigi septembri alguses veetemperatuurid apvellingujärgselt mõnevõrra tõusid, algas juba ka sesoonne jahenemine ning hilisuviseks veetemperatuuri laeks jäi umbes 15–16°C.

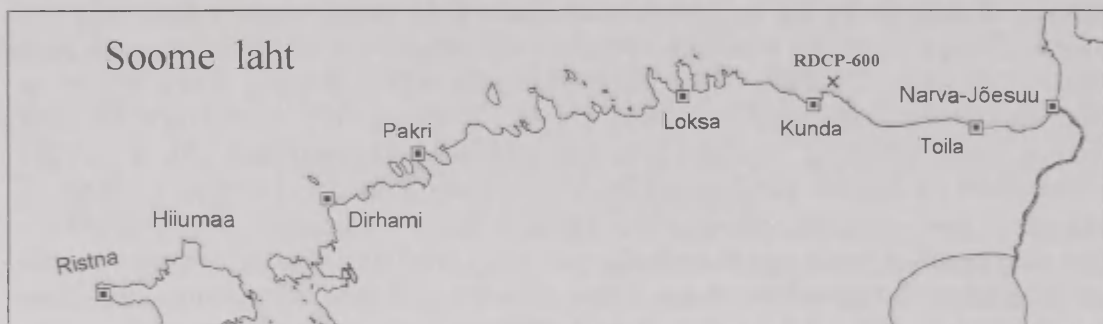
Käesolevas artiklis vaatleme, kuidas apvelling avaldus meteoroloogises ja hüdroloogilises andmestikus, mis sellel ajal koguti. Analüüsime tuule-, hoovuste-, vee hüdrofüüsikaliste ja keemiliste parameetrite vahelisi seoseid ning arutleme, kui palju sellel kliima ja kliima muutusega pismist on.

2. Andmed ja meetodid

Kasutatud on esiteks Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi (EMHI) meteoroloogia- ja rannikumerejaamade andmeid juulist, augustist ja septembrist (joonis 1). Tuulerežiimi kirjeldamiseks valiti Kunda ja Pakri ilmajaama andmed. Kunda ilmajaam on pisut rohkem maa poolt varjatud, kui Pakri, kuid ta asus kõige lähemal RDCP hoovustemõõtjale. Kasutati tunnise intervalliga tuule suuna, ühe tunni keskmiste kiiruste ja tuulepuhangute andmeid. Lisaks analüüsisime veetemperatuure Ristna, Dirhami, Pakri, Loksa, Kunda, Toila ja Narva-Jõesuu rannikumerejaamades. Neis jaamades mõõdetakse vee temperatuuri kaks korda päevas, meie vaatlesime ainult varahommikusi (kella 6 UTC) andmeid.

Teiseks põhiliseks andmeallikaks oli Tartu Ülikooli Eesti Mereinstituudi mõõtekompleks RDCP-600. See viidi 10. augustil akvalangistide abil merepõhja umbes 11–12 m sügavusega kohas koordinaatidega 59,561°pl ja 26,672°ip. See asub Letipea poolsaare rannast umbes 1–1,5 km kaugusel, umbes 10 km Kundast kirdes (joon. 1). Aparaat toodi välja 14. septembril 2006. Firma AADI (AANDERAA, Norra) mõõtekompleks RDCP-600 kasutab hoovuste mõõtmiseks helilainete Doppleri efekti (RDCP – *Recording Doppler Current Profiler*). Aparaat töötab sagedusel 600 kHz, ta saadab välja helisignaale nelja kiirena ning võtab ühtlasi vastu ka peegeldunud signaalid. Peegeldunud

signaali Doppleri nihkest arvutatakse välja hoovuse liikumise kolm komponenti (kaks horisontaalkomponenti ja üks vertikaalsuunaline komponent) mitmel eri kihil. Sisuliselt asendab aparaat niimitut traditsioonilist hoovusemõõtjat, kui mitmel kihil mõõtmised toimuvad. Minimaalne kihi paksus on üks meeter, kuid tavaliselt valitakse veidi paksemad ja natuke üksteisega kattuvad kihid. Paksem kiht lubab saavutada väiksemat müra ja tulemuse suuremat täpsust. Instrument ei registreeri põhjalähedast hoovust, seal on tehnilistel põhjustel umbes kahe meetri paksune “pime” tsoon. Ka vahetud pinnakihi mõõtmised ei ole päris usaldusväärsed, sest veetaseme kõikumised ja tuulelainetus kahandab seal mõõtmistäpsust. Perioodil 10.08–14.09.2006 muutus vee sügavus RDCP-600 mõõtekohas Letipea poolsaare lähedal vahemikus 10,9–12,0 m, olles keskmiselt 11,2 m. Seega mõõdeti hoovusi sügavusvahemikus 2–9 m kokku kuuel üksteisega osaliselt kattuvatel kihil. Kõige pindmine mõõtevahemik oli 2–4 m ning alumine oli 7–9 m.



Joon. 1. EMHI vaatlusjaamad, mille andmeid on töös kasutatud ning mõõtekompleksi RDCP-600 asukoht.

Fig. 1. Location of the selected stations operated by the Estonian Meteorological and Hydrological Institute (EMHI) and the RDCP mooring site in the Gulf of Finland.

Lisaks hoovuste mõõtmisele eri kihtides on aparaadil andurid vee temperatuuri, soolsuse, vee hägususe, veetaseme kõikumiste ning lainetuse mõõtmiseks. Esimesed kolm parameetrid registreeritakse ühes kihis aparaadi vahetus naabruses (veekogu põhjas). Veetase ja lainetus arvutatakse kõrgtäpse rõhuanduri andmetest. Lainetuse puhul arvutatakse nii oluline (ingl. k. *significant*) lainekõrgus, kui maksimaalne lainekõrgus ning veel mõned parameetrid. Oluline lainekõrgus on antud perioodi lainekõrguste kõrgema kolmandiku keskmine kõrgus. Praktikas moodustab ta umbes 2/3 maksimaalsest lainekõrgusest ning langeb ühtlasi ligikaudu kokku visuaalselt hinnatud lainekõrgusega. Mõõteintervalliks oli 10 minutit. Tulemused salvestati mälukaardile ning töödeldi hiljem spetsiaalsete programmidega. Lisateavet mõõtekompleksi kohta võib leida artiklist (Suursaar *et al*, 2005).

Taustaandmetena oli meie käsutuses ka temperatuuri ja sooluse vertikaalprofiile andvate CTD-sondeerimiste ning veeproovide analüüside tulemusi Letipea poolsaare lähedalt, samuti MODIS-e satelliidipilte, kuid neid refereerime antud artiklis vaid põgusalt.

3. Apvellingu tekkemehhanism ja mõju veekogu elustikule

Oma mastaabilt ja kestvuselt võivad apvellingud olla kas kvaasipüsivad ehk suuremastaabilistest meteoroloogilistest ja hoovuseväljadest tingitud protsessid või mesomastaapsed ja üsnagi ajutised nähtused. Esimeste hulka kuuluvad näiteks Vaikses ookeanis piki Peruu ja Tšiili rannikut kulgeva võimsa Humboldti (Peruu) hoovusega kaasnev apvelling, samuti ookeanide divergentsivööndid. Ajutiste apvellingute hulka kuuluvad aga näiteks Läänemere omad. Tuul Läänemere kohal on küllaltki vahelduv, samuti on sobivate sirgete rannikulõikude ulatus suhteliselt väike, puuduvad ka võimsad püsihoovused.

Kuigi apvellingud võivad tekkida mitmel erineval asjaolul, on kõige tüüpilisem rannikuapvelling seotud püsivama tuulega piki enamvähem sirget rannikulõiku. Süvavete tõusu võib esineda ka rannast eemale puhuvate tuultega (nn *Leewirkung*). Oma rolli mängib apvellingu vormimisel põhjareljeef ning Maa pöörlemisest põhjustatud Coriolise jõud. Piki rannikut puhuv tuul põhjustab rannikuga paralleelse pinnahoovuse (nn *coastal jet*). Hoovuse kiirus sügavamates kihtides on väiksem, Coriolise jõu mõjul üritab see põhjapoolkeral pöörduda liikumise suunast paremale. Seega esineb hoovuse vertikaalprofiilis nihe, mida kutsutakse ka Ekmani transpordiks (*Ekman drift*). Kui tuule ja pinnahoovuse vektorist (põhjapoolkeral) vasakule jääb rand, siis esinebki kompensatoorne veekerger ehk apvelling. Tegelikult kujutab apvelling vaid sama mündi ühte tahku. Kui rand asub hoovuse suunast paremal, kujunevad laskuvad voolud ehk daunvelling (*downwelling*). Pikliku Soome lahe puhul esinevadki need nähtused paralleelselt: lääne-tuulte korral on apvelling Soome rannikul ja daunvelling Eesti rannikul, idatuulte korral vastupidi.

Apvellingu puhul on vajalik, et tuul oleks vähemalt paari päeva jooksul ühtlase suunaga ja piisavalt tugev (vähemalt 3–5 m/s). Kuna hoovuse vertikaalkiirused on tublisti alla 1 mm/s, siis nõrga tuule (ja seega ka nõrgema hoovuse) korral võtab liiga kaua aega, et suuremast sügavusest teistsuguste omadustega vesi ülemistesse kihtidesse jõuaks ning tuule suund selle aja jooksul tõenäoliselt muutub. Mõõduka tuule korral aga kujuneb apvelling 2–3 päeva jooksul, veeosakesed jõuavad selle aja jooksul tõusta 10–20 m, mis suvel tähendab, et termokliinist allpoolasuv külm vesi jõuab pinnakihtidesse ja termokliin ise tõuseb kõrgemale.

Apvellingu laius (risti rannajoonega) on määratud antud koha Rossby raadiusest ning Soome lahes ulatub see laius umbes 5–20 km-ni. Apvellinguvööndist mere suunas (paremale) jääb tavaliselt väiksem daunvellinguvöönd. Seega moodustub vertikaalis justkui keeristesüsteem, sama kordub vastupidises suunas vastasrannikul. Apvellingu pikkus aga võib Soome lahel ulatuda 300 km-ni – niipalju kui on sirget rannikut. Nähtuse eluiga sõltub tuule püsivusest, enamasti ulatub see mõnest päevast mõne nädalani. Vanad ja väga tugevad apvellingud laiendavad oma pinda ülesvoolanud vee levimise arvelt ning võivad katta ligi kolmandiku Soome lahe laiusest. Lisaks eralduvad piki randa surutud apvellingust lahe keskosas suunas keeletaolised jätked ehk filamendid. Need Päikese protuberantse meenutavad moodustised kujunevad enam-vähem kindlatesse kohtadesse, mis on tõenäoliselt määratud rannajooone ja põhja topograafia eripärade poolt. Filamendid levitavad veekerkega üles tõusnud aineid lahe avaosas. Soome lahe suudmeosas tekkinud apvellingu veemass võib põhjatuultega liikuda läbi Hari kurgu ja täita terve Väinamere ning ulatuda isegi Liivi lahe põhjaossa (Suursaar *et al*, 2001).

Rangelt võttes kujutab apvelling (daunvelling) mistahes vee vertikaalset liikumist ning suurem või väiksem hoovuse vertikaalne komponent eksisteerib alati. Praktiliselt on aga vaja paika panna piirid, kustmaalt nähtust apvellinguks nimetada. Seda on püütud teha vertikaalkiiruse alusel (näiteks Myrberg, Andrejev, 2003; Kowalewski, Ostrowski, 2005). Kuid tõelisi vertikaalkiirusi on oma väiksuse ja suurte tehniliste raskuste tõttu mõõdetud väga harva, sestap tuleb läbi ajada modellerimistulemustega – mis aga kujutavad antud küsimuses samuti mudeli ehitusest tingitud eripärasusi. Praktiliselt kõige lihtsam ja levinum viis apvellinguid tuvastada on veetemperatuuri järgi. Temperatuur on *in situ* hõlpsasti mõõdetav ning lisaks on ka satelliitmõõtmistel põhinevad temperatuuri kujutised väga ilmekad. Teiselt poolt limiteerib see apvellingute tuvastamise sooja aastaajaga. Sügisese-talvise veemassi homogeense vertikaalse struktuuri puhul võivad esineda küll märgatavad vertikaalkiirused, kuid need ei kajastu kuidagi temperatuuris ja tõenäoliselt mitte ka soolsuses ning vee biokeemilises koostises.

Apvellingute ökoloogiline, ja nagu varasematel aegadel öeldi – rahvamajanduslik tähtsus, seisnebki just süvakihtide biogeeniderikkama vee tõusus eufootilisse tsooni, mis teatud ajalise nihke järel avaldub vee produktiooni tõusus ning võimalik et hiljem ka suuremates kalasaakides. Suvisel ajal on vee pinnakiht (peale kevadise vetikate massvohamise lõppu) biogeenidest vaesunud. Biogeenide, peamiselt fosfori tõus lahe süvakihtidest käivitab mitmete vetikagruppide uue kasvu. See võib küll alul olla takistatud külma vee poolt, kuid nädala-paari pärast, kui biogeenid on kitsastest apvellingu kohtadest kaugemale levinud ning ka vesi (tõenäoliselt) juba soojenenud, saabub ka elustiku arengusse uus impulss (Vahtera *et al*, 2005).

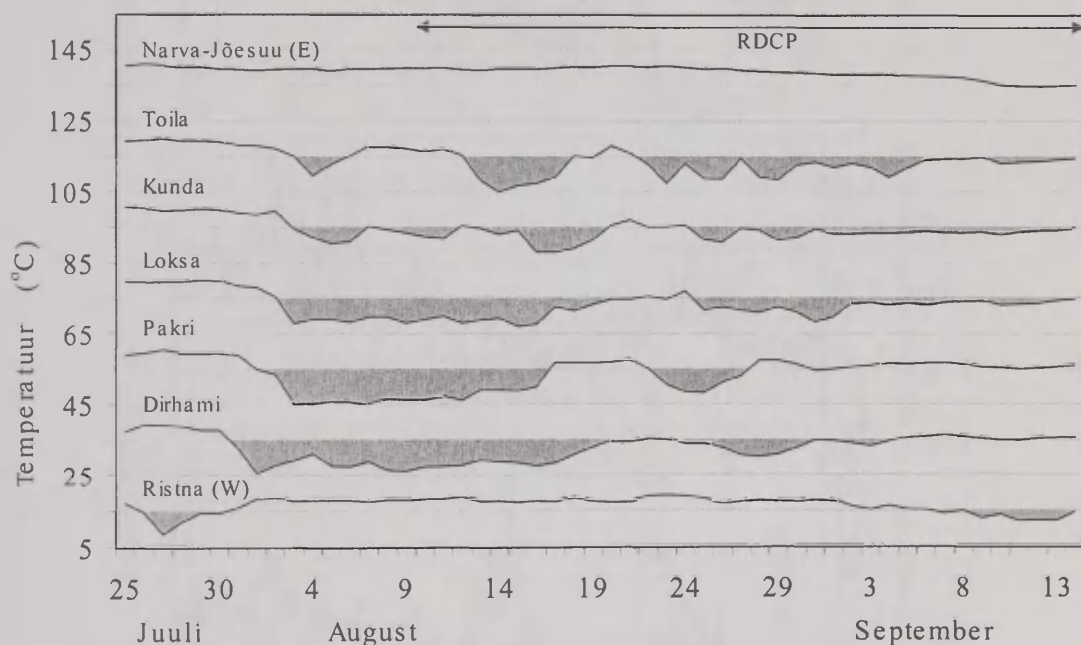
4. Apvelling 2006. aasta suvel

Juuli lõpus apvellingu-eelsel perioodil domineerisid läänetuuled ning apvelling esines hoopis Kõpu poolsaare lõunaküljel, nagu paistab Ristna veetemperatuuridest (joon. 2). Augusti esimestel päevadel puhusid kõigepealt põhja- ja kirdetuuled, mis kutsusid esimesena apvellingu ja veetemperatuuri languse esile Dirhami lähistel. Hiljem said valdavaks idakaarte tuuled (joon. 3) ning apvelling laienes üle kogu Põhja Eesti rannikumere. Oluliseks omapäraseks oli, et augusti alguses (kuni 15. augustini) domineerisid idakaarte tuuled, edasi oli umbes viie päeva vältel ülekaalus lõuna-edelatuuled ning edasi ajavahemikus 21–29. august domineerisid taas ida-, kirde- ja põhjakaarte tuuled (joon. 3). Idatuulte ajutine asendumine muude suundadega kutsus kohe esile ka apvellingu nõrgenemise ning veetemperatuuri ajutise tõusu (joon. 2, 4). Tegelikult kajastusid tuule muutused ka veetasemes, hoovustes (joon. 5) ja muudes parameetrites. Pakri ilmajaama andmetel oli keskmine tuule kiirus RDCP mõõteperioodiga ühisel perioodil 4,4 m/s. Maksimaalne ühe tunni keskmine tuulekiirus ulatus 14,2 m/s-ni, maksimaalne puhang oli 25,5 m/s. Maksimumid registreeriti septembris ning need läänekaarte tormituuled tegelikult suures osas ka apvellingu hävitasid ja veemassi vertikaalis läbi segasid. Kunda tuulekiirused moodustasid umbes 2/3 Pakri omadest, lisaks oli neis andmetes tugevamini sees suvise briisi mõju.

Püsivad idatuuled kaasnesid ulatusliku antitsükloniga idas. Õhurõhk Eesti kohal püsis valdavalt vahemikus 1000–1020 mb, päevased õhutemperatuurid ulatusid 25–27°C-ni, veetase terves Eesti rannikumeres oli madal, valdavalt 10–30 cm allpool Kroonlinna nulli (joon. 5a). Apvelling kajastus eriti silmatorkavalt Eesti põhjaranniku madalates veetemperatuurides. Sellest jäi puutumata vaid varjulisem Narva-Jõesuu lahesopp.

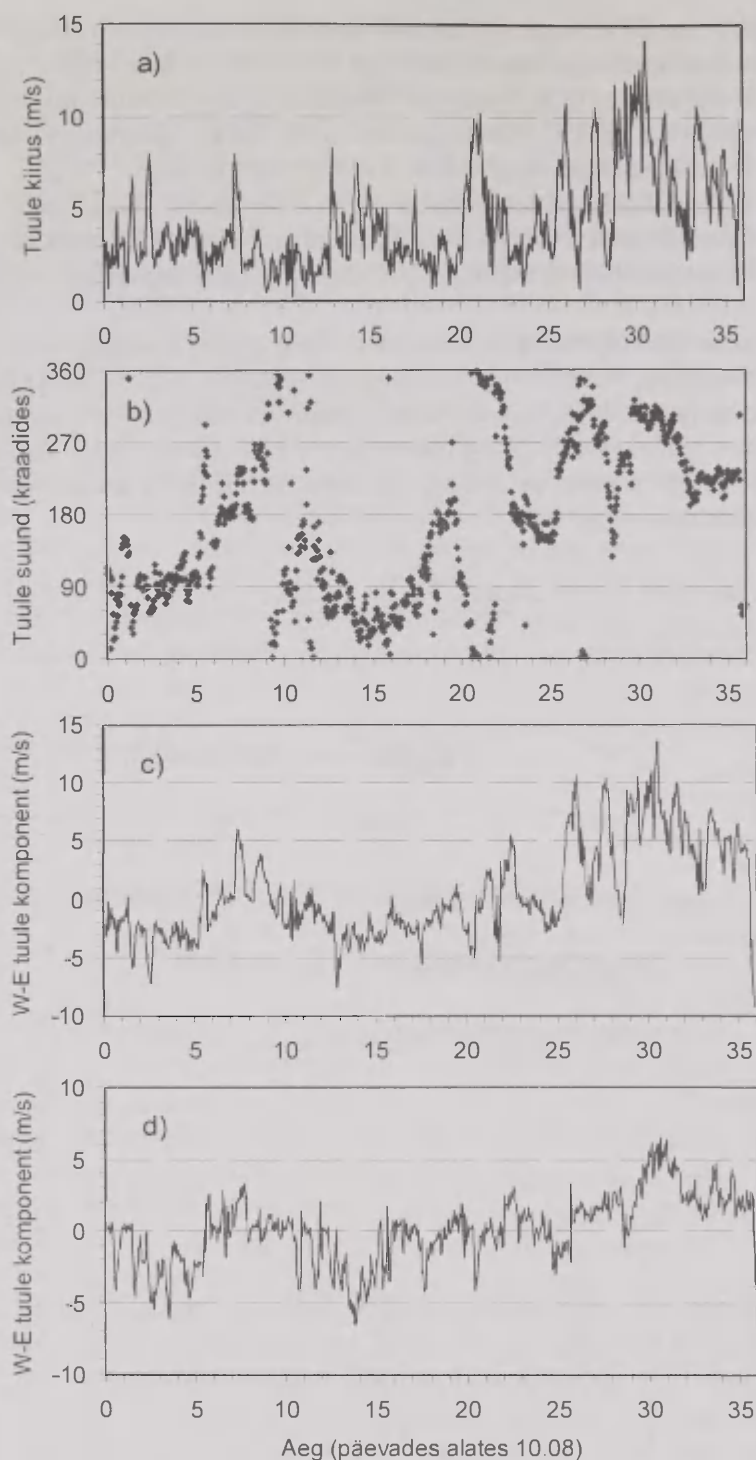
Sealsed, pidevalt üle 20°C veetemperatuurid andsid (koos Ristna omadega) aimu sellest, milline oleks veetemperatuur antud aastaaega arvestades võinud olla. Tegelikult langes veetemperatuur apvellingu tõttu Dirhamis 5,6 kraadini, Pakri miinimum oli 5,4°C, Loksas 7°C, Kundas 8°C, Toilas 5°C (joon. 2). Vähemalt mõnes jaamas oli arvatavasti tegu mõõteperioodi madalaimate augustikuu veetemperatuuridega. Sageli defineeritakse apvellingu piire ühekraadisest temperatuurikontrastist alates. Antud juhul ulatus maksimaalne temperatuurikontrast vähemalt 16 kraadini. Arvestades ka nähtuse suurt mastaapi ja pikka iga, oli seega kindlasti tegemist Läänemere kohta harukordselt võimsa ja mõjuka apvellinguga.

Püsivate ida- ja kirdetuultega kaasnenud süvaveeerge mõjutas tugevalt kõiki selle perioodi hüdroloogilisi, -keemilisi ja -bioloogilisi näitajaid. See on hästi nähtav ka RDCP mõõtetulemustest (joon. 4, 5), kus vee temperatuur oli alul (juba käimasoleva apvellingu tõttu) erakordselt madal (4–6°C) ning tõusis hiljem 15 kraadile. Tuleb küll silmas pidada, et tegu ei ole enam pinnatemperatuuriga, mis suvel on harilikult märksa kõrgem, vaid 11–12 m kihi temperatuuridega.



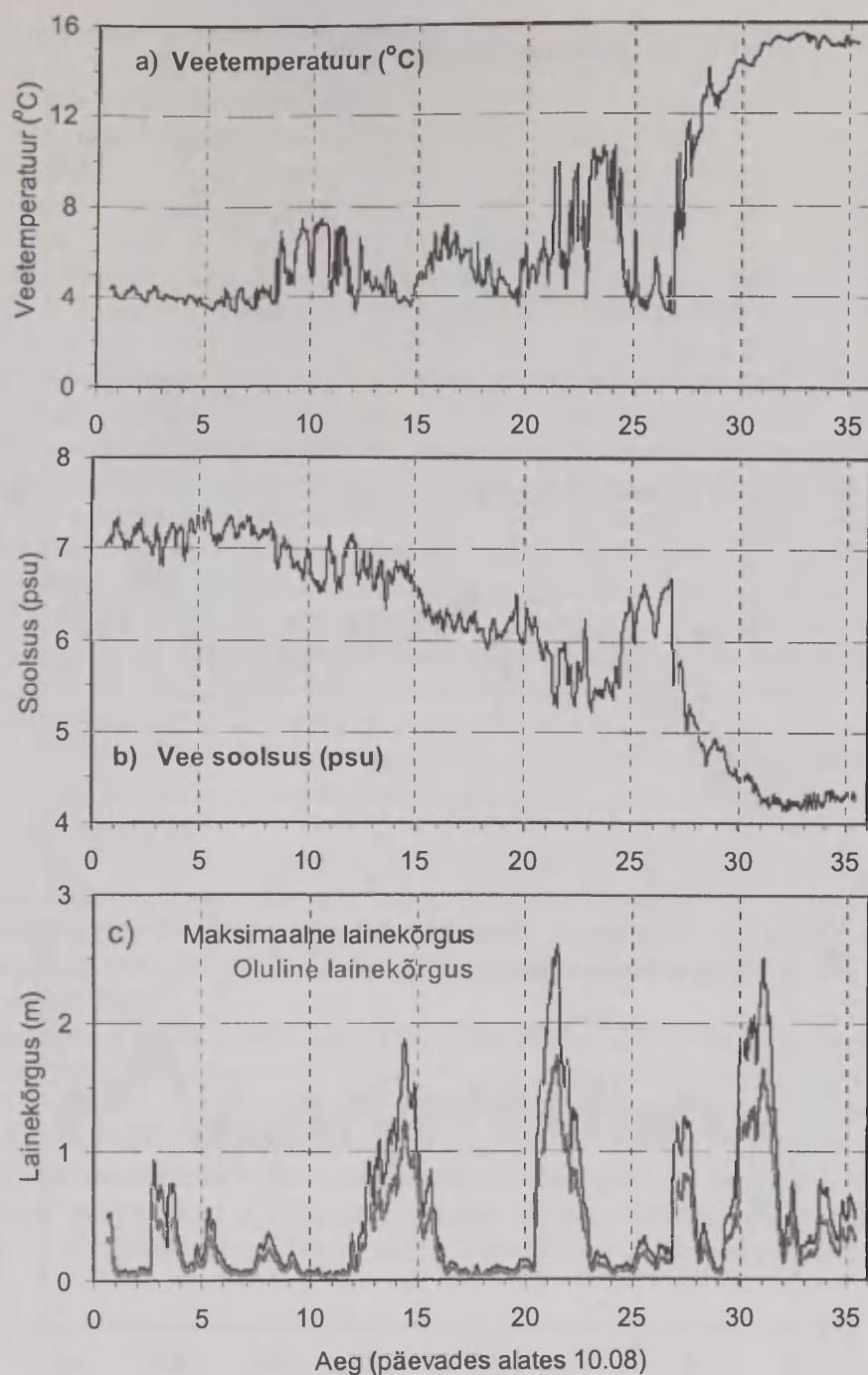
Joon. 2. Rannajaamade veetemperatuurid 25. juulist 14. augustini 2006. Andmerekas on üksteise suhtes vertikaalis järgemööda +20°C võrra nihutatud. Halliga täidetud ala on alla 15°C, mille järgi võib üldjoontes visuaalselt hinnata apvellingu evolutsiooni ajas ja ruumis piki Põhja-Eesti rannikut alates Ristnast ja Dirhamist läänes ning lõpetades Narva-Jõesuuga idas. RDCP mõõteperiood (Kunda lähedal) on tähistatud noolega.

Fig. 2. Water temperatures in marine stations along the northern coast of Estonia. The series are shifted by 20°C for presentation purposes. Grey zones mark temperatures below 15°C. The RDCP deployment period (near Kunda) is marked with an arrow.



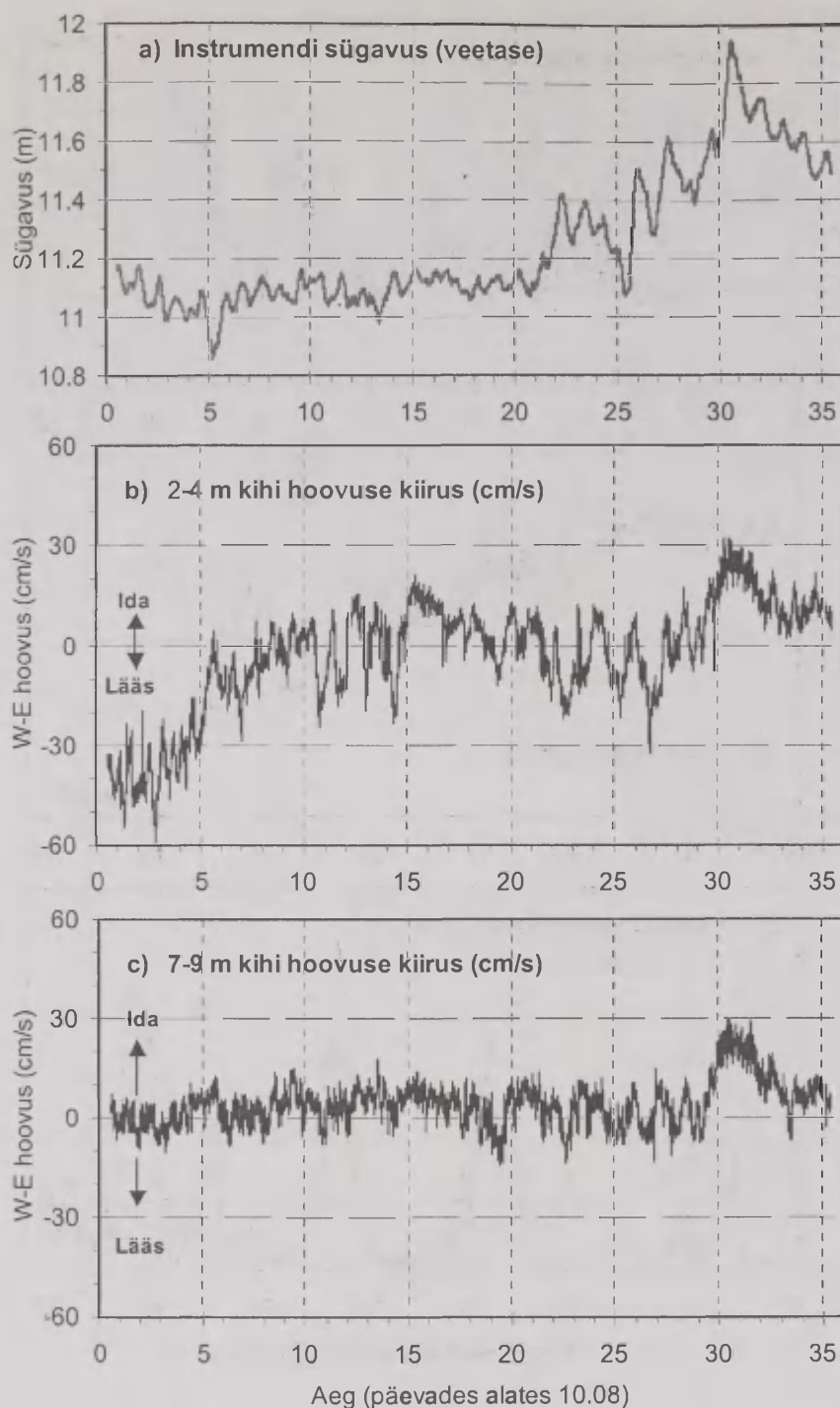
Joon. 3. Tunni keskmine tuulekiirus ja valdav tuulesuund Pakris (a, b); lääne-idasuuna-line tuule komponent Pakris (c) ja Kundas (d). Positiivne väärtus tähistab läänetuult.

Fig. 3. Hourly average wind speed (a) and wind direction (b) at Pakri. W-E wind speed components at Pakri (c) and Kunda (d).



Joon. 4. Veetemperatuuri (a) ja soolsuse (b) muutus Letipea neeme lähedal 12 m sügavusel; maksimaalne ja oluline lainekõrgus (c) samas kohas perioodil 10. august – 14. september 2006.

Fig. 4. Variations in water temperature (a) and salinity (b) at a depth of 11–12 m near Letipea Peninsula. Variations in maximum and significant wave heights at the same location and period of 10 August – 14 September 2006.



Joon. 5. Instrumendi sügavusena kajastuva veetaseme muutus (a) ning pinna (b) ja põhjahoovuse (c) lääne-idasuunalise komponendi muutus 10. augustil – 14. septembril 2006.

Fig. 5. Variations in instrument depth (sea level, a) and W-E flow components near the surface (b) and bottom (c) between 10 August and 14 September.

Soome lahe süvavee adveksiooniga seoses oli märkimisväärselt kõrge ka vee soolsus (6,5–7,5 psu; *practical salinity unit* = promill), mis hiljem, tüüpilisemate ilmastikuolude saabudes vähenes 4–5 psu-ni (joon. 4b). Soolane vesi pärines juba halo-kliinist. Pärast apvellingute perioodi saabus rida tsükloneid, mis põhjustasid iseloomuliku tuule suuna vaheldumise (lõunast läände ja hiljem isegi põhja - tsükloni keskme möödumisel üle Soome läänest itta; joon. 3) ning veetaseme tõusu (joon. 5a). Tegelikult liiguvad kõik joonistel 2–4 toodud graafikud teatud loogika järgi seotuna sünkroonis.

Pinnalähedase jugahoovuse (*coastal jet*) kiirus ulatus Letipea neeme lähedal 59,2 cm/s-ni (joon. 5b). Voolamine toimus põhiliselt allatuult (st. alul domineeris läänehoovus). Sügavuse suurenedes hoovuse kiirus järk-järgult kahanes, olles põhjalähedases kihis vaid suurusjärgus 10–20 cm/s (joonis 5c). Selline hoovuste vertikaalne struktuur ongi justnimelt iseloomulik apvellingule. Ühtlasi esines veemassi vertikaalne kihistumine. Mõõteperioodi lõpupoole, kui domineerisid läänekaarte tuuled ja apvelling hääbus, oli veemass vertikaalis homogensem. Apvelling oli hävinud muuhulgas tugevast lainetusest (joon. 4c) tingitud turbulentsi tõttu. Sel perioodil käitus hoovus kõikides kihtides ühetaolisemalt. Septembris tugeva läänetuule-episoodi ajal (Kundas kuni 8 m/s, Pakris kuni 14 m/s) saavutas nii pinna- kui põhjalähedane hoovus kiiruse kuni 30 cm/s (joon. 5).

Hoovuse suund muutus valdavalt kitsas vahemikus, mis oli määratud ära umbes 1–1,5 km kaugusel asuvast kaldajoonest: idakaarte tuulte korral 270–310° ja läänekaarte tuultega 90–130°. Neisse kitsastesse vahemikkudesse langes 68% kõikidest mõõtmistulemustest ja 95% üle 20 cm/s kiirustest. Kumulatiivne hoovuse vektor liikus alul umbes 180 km võrra läände-loodesse ning naases siis umbes 85 km võrra, näidates, et vee liikumine ranna lähedal toimub põhiliselt piki randa kas ühes või teises suunas, vastavalt tuule suunale ja tugevusele.

Tegelikult mõõdab RDCP otse ka vertikaalkiirusi, kuid me ei usaldanud neid suhteliselt suuri, teooriaga vastuolus olevaid väärtusi. Esiteks võib mürafoon ja vead märgatavalt ületada kasulikku signaali. Teiseks on tõenäoline, et registreeritakse vees mingil põhjusel tõusvate või laskuvate osakeste kiirusi, mitte vee enda vertikaalliikumist (Suursaar *et al*, 2005).

Apvelling kajastus hästi MODIS-e analüüsitud SST (vee pinnatemperatuuri) satelliidikujutistel kuupäevadest 7. august, 9. august ja osaliselt ka 13. august. Viimasel puhul oli küll suur osa Soome lahest kaetud pilvedega. Apvelling ei kajastunud vee algproduktiooni iseloomustava klorofüllü pigmendi (*Chl-a*) ja hägususe kujutistel. Analüüsitud Kunda lähedal võetud veeproovides ilmnes apvellingu mõju üldfosfori puhul ning veekihi vertikaalsetel (CTD) sondeerimistel nii vee temperatuuri-, soolsuse- kui ka *Chl-a* vertikaalprofiilides, mis kõik on täiesti loomulik ja vaid kinnitab teooriat.

5. Apvellingud ja klimatoloogiline perspektiiv

Apvelling kujutab Läänemeresel endast nn sünoptilise mastaabiga nähtust, kuid nii nagu konkreetne ilm sõltub kliimast, on ka apvellingute paiknemises ja kujunemises klimatoloogilisi seaduspärasusi. Domineerivate tuule suundade tõttu domineerivad ka Läänemere teatud piirkondades kas apvellingud või daunvellingud, kusjuures nende statistiline korduvus võib ulatuda 30–40%-ni (Lehmann *et al*, 2002; Myrberg, Andrejev, 2003). Satelliidipiltide analüüsi ning hüdrodünaamilise modelleerimise abil on välja selgitatud Läänemeres paarkümmend sellist piirkonda. Lähtuvalt valitsevast tuule suunast, rannajoone suunast ning põhja topograafiast kuulub Soome lahe põhjarannik näiteks sagedaste apvellingutsoonide hulka ning Soome lahe lõunarannik, st Põhja Eesti rannikumeri, hoopis daunvellingute tsooni. Võib eeldada, et kui läänekaarte tuulte osakaal kasvab, nii nagu seda on viimase 50 aasta jooksul Läänemere kohal täheldatud, siis tugevneb Soome apvelling veelgi. Samuti peaks statistiliselt harvemaks jääma apvellingud Põhja Eesti rannikumeres ning veelgi kasvama daunvellingute osakaal. Sarnased muutused leiavad aset ka teiste sirgete rannikulõikude juures: näiteks lõunatuulte osakaalu tõus tooks kaasa rohkem daunvellinguid Liivi lahe idarannikul Ikla ümbruses, ning apvellinguid Riia ja Kolka vahel. Põhjatuulte osakaalu tõusu puhul oleksid muutused vastupidised (Suursaar, Kullas, 2006).

Arvestama peaks ka sesoonsust. Läänekaarte tuuled on domineerivamad meil just sügisel ja talvel. Kuna veemass on siis enamasti vertikaalis üsnagi läbisegunenud, siis vertikaalsed voolud erilisi muutusi ökosüsteemis esile ei kutsu. Teisiti on kevadel ja suvel, kui veekogu on nii termohaliinselt kui ka hüdrokeemiliselt kihistunud. Kevadel ja suvel ei ole läänekaarte tuulte ülekaal meil sugugi nii selge ning seega püsib võimalus ka ilmekateks apvellinguteks. Oluline kliima muutus on meil kontsentreerunud just talvekuudele, mille korral on esinenud kõrgem NAO indeks, kõrgemad temperatuurid, tugevnevad tuuled ja suurenev tormisus, kõrgem veetase, jäävabamad ja lumevaesemad talved (Jaagus, 2006), kuid suvekuudel on globaalne kliima muutus end seni vähe manifesteerinud.

Tänuavaldused

See uurimus on toetust saanud ETF grandist nr.5929, Kunda seireprogrammist ja Interreg OILECO projektist. Autor tänab Robert Apsi, Georg Martinit, Kaire Kaljuranda ja Arno Põllumäed.

Kirjandus

- Jaagus, J., 2006. Climate changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 77–88.
- Kowalewski, M., Ostrowski, M., 2005. Coastal up- and downwelling in the southern Baltic. *Oceanologia*, 47, 453–475.
- Lehmann, A., Krauss, W., Hinrichsen, H.-H., 2002. Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. *Tellus*, 54A, 299–316.
- Myrberg, K., Andrejev, O., 2003. Main upwelling regions in the Baltic Sea – a statistical analysis based on three-dimensional modelling. *Boreal Env. Res.*, 8, 97–112.

- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., 2001. The influence of currents and waves on ecological conditions of the Väinameri. *Proc. Estonian Acad. Sci., Biol. Ecol.*, 50, 4, 231–247.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., 2005. Vertical structure of horizontal currents and vertical velocities observed off the Estonian coast using a Recording Doppler Current Profiler. *Proc. Estonian Acad. Sci., Biol. Ecol.*, 54, 190–209.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., 2006. Influence of wind climate changes on the mean sea level and current regime in the coastal waters of west Estonia, Baltic Sea. *Oceanologia*, 48, 361–383.
- Vahtera, E., Laanemets, J., Pavelson, J., Huttunen, M., Kononen, K., 2005. Effect of upwelling on the pelagic environment and bloom-forming cyanobacteria in the western Gulf of Finland, Baltic Sea. *Journal of Marine Systems*, 58, 67–82.

An upwelling event along the northern coast of Estonia in summer 2006

Ülo Suursaar

Estonian Marine Institute, University of Tartu

Summary

A major upwelling event started during the first days of August 2006 and lasted for over a month. It was caused by unusually persistent easterlies and was noticed by a large number of local residents as well as by holidaymakers along the northern coast of Estonia, as it turned the temperature of the coastal sea from the usual summertime 17–21°C to 5–10°C. The complex of hydrophysical and hydrodynamic parameters (water depth, salinity, temperature, wave parameters, currents in multiple layers) were registered using an AANDERAA RDCP-600 current profiler situated near Letipea Peninsula between 10 August and 14 September. For studying the spatial extent and evolution of the event, data from weather stations along the north Estonian coast (wind data, water temperature) were investigated. Relationships between wind forcing and the specific current structure of an upwelling was studied, which, in turn, resulted in the corresponding horizontal and vertical distribution of hydrological and hydrochemical parameters. According to our analysis of the field data and satellite images, the event can be considered as a strong upwelling. Its longshore extent reached about 300 km from Sillamäe coast in the east to the island of Osmussaar in the west. The upwelling-related variation in near-bottom temperature was between 3 and 15°C, and 4.1 and 7.4 psu in salinity. The upwelling conditions were destroyed in the course of the short weststorms and high waves in the beginning of September.



ISSN 1406-3069
ISBN 978-9949-11-648-5